

Geographisches Institut der Humboldt-Universität zu Berlin

Dissertation

**Simulation von Wassermangelsituationen im  
Nordostdeutschen Tiefland mittels  
gekoppelter Oberflächen- und Grundwasser-  
modelle**

zur Erlangung des akademischen Grades

„doctor rerum naturalium“ – (Dr. rer. nat.)

eingereicht an der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät II

der Humboldt-Universität zu Berlin

Diplom Geographin Silke Mey

Dekan: Prof. Dr. Peter Frensch

Gutachter: 1. Prof. Dr. Gunnar Nützmann

2. Prof. Dr. Wilfried Endlicher

3. Prof. Dr. Axel Bronstert

eingereicht: Februar 2011

Datum der Promotion: 12. Mai 2011



---

## Kurzfassung

Die Modellierung aller auf der gesamten Einzugsgebietsebene relevanten Abflussbildungsprozesse ist unter aktuellen Fragestellungen (z. B. Europäische Wasserrahmenrichtlinie, Klimaänderungen) unumgänglich.

Ziel dieser Arbeit ist die quantitative Analyse und Abbildung der Wechselwirkungen zwischen Oberflächen- und Grundwasser mit Hilfe von gekoppelten Modellen, die vor allem bei der Simulation von Wassermangelsituationen in Regionen Nordostdeutschlands eine wesentliche Rolle spielen. Dazu wurden die notwendigerweise zu berücksichtigenden Prozesse und die Anforderungen seitens der Modellierung diskutiert. Es wurde herausgestellt, dass Rückkopplungen und Wechselwirkungen einerseits zwischen Grund- und Oberflächengewässer, andererseits zwischen Grund- und Bodenwasser unter Einbeziehung der saisonal wechselnden Vegetationswirkung im Modell berücksichtigt werden müssen. Aus einer großen Modellvielfalt wurde das Modellierungssystem ArcEGMO-PSCN-ASM als geeignet ausgewählt und in Zusammenarbeit mit Dr. Pfützner (BAH Berlin) für diese Fragestellung weiterentwickelt.

Die Interaktionen zwischen Oberflächen- und Grundwasser wurden anhand verschiedener Modellsimulationen analysiert. Der Austausch zwischen Fließgewässer und Grundwasser, sowie die Rückwirkung der Grundwasserstände auf das Oberflächenwasser zeigte den größten Einfluss auf die Modellergebnisse. Die Wasserstandsdynamik in den Fließgewässern und der Kapillaraufstieg zeigten nur lokale Effekte und im Einzugsgebietsmittel eher geringere Auswirkungen.

Die Praxistauglichkeit des gekoppelten Modells wurde in zwei Fallbeispielen getestet, die sich mit verschiedenen Lösungen zur Bekämpfung von Wassermangelsituationen beschäftigen. Die Ergebnisse der Simulationen zeigen deutlich, dass mit Hilfe des gekoppelten Modells Bewirtschaftungsmaßnahmen im Gewässer selbst sowie im ober- und unterirdischen Einzugsgebiet adäquat abgebildet und quantitative Aussagen mit einer hohen Praxisrelevanz gewonnen werden können.

Diese Arbeit leistet damit sowohl einen wissenschaftlichen Beitrag zum Modellverständnis als auch den Nachweis einer praktikablen Modellanwendung in unterschiedlichen Einzugsgebieten.

Schlagwörter:

**Hydrologie, gekoppelte Modellierung, Niederigwasser, ArcEGMO**

---

## Abstract

The modeling of all relevant runoff processes in a catchments area is indispensable considering the actual questions (like Water Framework Directive and climatic change).

This investigation aims the quantitative analysis and demonstration of surface- and subsurface water interactions, which are relevant for simulating northeastern German regions with water scarcity, by using coupled models. Therefore processes, which necessarily must be considered, and requirements on the part of the modeling, were discussed. It was exposed / presented that feedbacks and interactions of surface water and subsurface water on one hand and (oder besser: as well as?) groundwater and soil water including seasonal vegetation development on the other hand must be considered in the model. The modeling system ArcEGMO-PSCN-ASM was chosen / selected out of a huge amount of models as appropriate for this task. It was further adopted / developed to this task in co-operation with Dr. Pfützner (BAH-Berlin).

The interactions of surface water and groundwater where analyzed by various simulations. The exchange between stream water and groundwater as well as the feedback of groundwater levels to surface water had the most influence to the model results. Dynamic stream water levels and capillary rise had only local effects and low impact on the catchments average.

The suitability for practical use of this coupled model where tested at two sample areas, with various solutions to deal with water scarcity. The model results illustrate clearly that using coupled models water management treatments as well in the river itself as in surface and subsurface catchment areas can be shown adequately and quantitative statements with a high practice relevance can be achieved.

The results of the present study contribute both a scientific contribution to the model understanding and the proof of a practicable application of models in different catchment areas.

### Keywords:

hydrology, integrated modelling, water shortage, ArcEGMO



---

## **Inhaltsverzeichnis**

<b>KURZFASSUNG</b>	<b>I</b>
<b>ABSTRACT</b>	<b>II</b>
<b>INHALTSVERZEICHNIS</b>	<b>III</b>
<b>ABBILDUNGSVERZEICHNIS</b>	<b>VI</b>
<b>TABELLENVERZEICHNIS</b>	<b>X</b>
<b>1 EINFÜHRUNG</b>	<b>1</b>
1.1 Problemstellung.....	1
1.2 Stand der Wissenschaft .....	4
1.3 Fragestellung .....	7
1.4 Vorgehensweise .....	8
<b>2 THEORETISCHE GRUNDLAGEN</b>	<b>9</b>
2.1 Wasserhaushalt in Tieflandeinzugsgebieten und seine Modellierung.....	9
2.2 Interaktion zwischen Oberflächengewässer und Grundwasser .....	18
2.3 Interaktion zwischen ungesättigter und gesättigter Zone .....	23
2.4 Modellwahl .....	27
<b>3 DAS MODELLIERUNGSSYSTEM ARCEGMO</b>	<b>29</b>
3.1 Niederschlag und Verdunstung.....	33
3.2 Infiltration und Bodenwasserbewegung .....	34
3.3 Landoberflächenabfluss .....	35
3.4 Abfluss im Gewässer.....	36
3.5 Grundwasserbewegung .....	36
3.6 Kopplung zwischen Oberflächenwasser- und Grundwassermodell .....	38
3.6.1 Austausch zwischen ungesättigter und gesättigter Zone .....	39
3.6.2 Austausch zwischen Fließgewässer und Grundwasser .....	39
3.7 Eingangsdaten.....	40

<b>4</b>	<b><u>UNTERSUCHUNGSGEBIETE</u></b>	<b>43</b>
<b>4.1</b>	<b>Modellgebiet 1: Lietzengraben .....</b>	<b>44</b>
4.1.1	Hydrologische Gebietseigenschaften.....	44
4.1.2	Fragestellung.....	47
<b>4.2</b>	<b>Modellgebiet 2: Luchsee.....</b>	<b>49</b>
4.2.1	Hydrologische Gebietseigenschaften.....	49
4.2.2	Fragestellung.....	52
<b>4.3</b>	<b>Modellspezifikation .....</b>	<b>54</b>
4.3.1	Besonderheiten im Anwendungsfall Lietzengraben .....	55
4.3.2	Besonderheiten im Anwendungsfall Luchsee .....	56
<b>5</b>	<b><u>KALIBRIERUNG UND VALIDIERUNG GEKOPPELTER MODELLE</u></b>	<b>58</b>
<b>5.1</b>	<b>Vorgehensweise bei der Modellkalibrierung .....</b>	<b>58</b>
<b>5.2</b>	<b>Gütekriterien zur Modellvalidierung.....</b>	<b>61</b>
<b>5.3</b>	<b>Kalibrierung und Validierung des Lietzengraben-Modells .....</b>	<b>63</b>
<b>5.4</b>	<b>Kalibrierung und Validierung des Luchsee-Modells.....</b>	<b>72</b>
<b>5.5</b>	<b>Sensitivitätsanalyse von kopplungsrelevanten Eingangsparametern .....</b>	<b>79</b>
5.5.1	Wirkung veränderter $k_F$ -Werte .....	84
5.5.2	Wirkung veränderter Speicherkoeffizienten .....	87
5.5.3	Wirkung veränderter Leakagewerte .....	90
5.5.4	Zusammenfassung der Sensitivitätsuntersuchung.....	93
<b>6</b>	<b><u>INTERAKTION ZWISCHEN OBERFLÄCHEN- UND GRUNDWASSER IM MODELL</u></b>	<b>96</b>
<b>6.1</b>	<b>Einfluss des Grundwasserstands auf den Wasserhaushalt .....</b>	<b>98</b>
<b>6.2</b>	<b>Einfluss der Grundwasserdynamik auf den Wasserhaushalt .....</b>	<b>103</b>
<b>6.3</b>	<b>Einfluss des Kontaktes zwischen Fließgewässer und Grundwasser .....</b>	<b>106</b>
<b>6.4</b>	<b>Einfluss der Wasserstandsdynamik von Fließgewässern.....</b>	<b>110</b>
<b>6.5</b>	<b>Einfluss des kapillaren Aufstiegs auf den Wasserhaushalt.....</b>	<b>117</b>
<b>6.6</b>	<b>Einfluss der Vegetationsdynamik auf den Wasserhaushalt.....</b>	<b>123</b>
<b>6.7</b>	<b>Zusammenfassung der Untersuchung .....</b>	<b>128</b>

<b>7</b>	<b><u>PRAXISBEISPIELE: BEWIRTSCHAFTUNGS-SZENARIEN</u></b>	<b>132</b>
<b>7.1</b>	<b>Wasserhaushaltsmanagement in einem ehemaligen Rieselfeldgebiet im Einzugsgebiet des Lietzengrabens .....</b>	<b>132</b>
7.1.1	Abflusserhöhung durch Rieselfeldwirtschaft und Klimaänderung .....	134
7.1.2	Wasserbedarf der Feuchtgebiete .....	136
7.1.3	Einleitung von weitgehend gereinigtem Abwasser.....	138
7.1.4	Abflusssteuerung über Staue und Wehre.....	141
7.1.5	Seesanieung.....	144
<b>7.2</b>	<b>Maßnahmen gegen die Degradierung des den Luchsee umgebenden Moorgebietes .....</b>	<b>145</b>
7.2.1	Nachbildung des historischen Zustands.....	146
7.2.2	Rückbau eines Meliorationsgrabens .....	148
7.2.3	Wasserstandsanhebung benachbarter Seen.....	150
7.2.4	Waldumbaumaßnahmen.....	151
7.2.5	Grundwasserförderung durch das Wasserwerk Krausnick .....	154
7.2.6	Kombination von Maßnahmen zur Stärkung des Wasserhaushalts.....	156
<b>7.3</b>	<b>Zusammenfassung und Gegenüberstellung der Modellergebnisse .....</b>	<b>157</b>
<b>8</b>	<b><u>SCHLUSSFOLGERUNG UND AUSBLICK</u></b>	<b>159</b>
	<b><u>LITERATURVERZEICHNIS</u></b>	<b>169</b>
	<b><u>ANHANG</u></b>	<b>181</b>
	<b><u>DANKSAGUNG</u></b>	<b>187</b>
	<b><u>LEBENS LAUF</u></b>	<b>188</b>
	<b><u>PUBLIKATIONS-/VORTRAGSLISTE</u></b>	<b>189</b>
	<b><u>ERKLÄRUNGEN</u></b>	<b>192</b>

---

## Abbildungsverzeichnis

Abbildung 2-1: Modellanwendungen in Abhängigkeit vom Grundwasserflurabstand .....	11
Abbildung 2-2: Austauschgrößen bei der Kopplung zwischen Oberflächen und Grundwassermodell. ....	17
Abbildung 2-3: Austausch zwischen Grundwasser und Oberflächenwasser .....	20
Abbildung 2-4: Verschiedene Beschreibungen des Wasserflusses $q$ zwischen Fließgewässer und Grundwasser als eine Funktion der Wasserstandsdifferenzen $\Delta h$ zwischen beiden Medien (nach Rushton & Tomlinson 1979) .....	21
Abbildung 3-1: Modellebenen in ArcEGMO: Meteorologie (MET), Abflussbildungsteil mit Bodenwasserhaushalt und Vegetationseinfluss (ABI), Landoberflächenabfluss (RD), Konzentration im Gerinne (Q), Grundwasserabfluss (GW), Bewirtschaftung (Management = MAN) (Quelle: nach Pfützner 2002) .....	29
Abbildung 3-2: Modellschema ArcEGMO-PSCN (Quelle: Pfützner 2002) .....	30
Abbildung 3-3: Die verwendete Modellkombination ArcEGMO-PSCN-ASM (nach Pfützner 2002) .....	32
Abbildung 3-4: Austauschgrößen bei der Modellkopplung (Quelle: nach Pfützner et al. 2006) .....	38
Abbildung 3-5: Räumliches Aggregationsschema von ArcEGMO (Quelle: Pfützner 2002) .....	42
Abbildung 4-1: Kernbereich des Untersuchungsgebietes mit wesentlichen Steuerungs- und Messelementen.....	45
Abbildung 4-2: Historische Abbildungen der Gewässernetzentwicklung (Quelle: Wachholz 2005) .....	46
Abbildung 4-3: Lage des Luchsees in den Krausnicker Bergen .....	50
Abbildung 4-4: Übersicht über das Untersuchungsgebiet Luchsee (Hintergrund Google) .....	51
Abbildung 4-5: Landnutzung im Untersuchungsgebiet Luchsee (Quelle: Mey et al. 2008) .....	53
Abbildung 5-1: Vorgehensweise bei der Kalibrierung .....	61
Abbildung 5-2: Gemessene und modellierte mittlere Grundwasserstände (Lietzengraben) .....	64
Abbildung 5-3: Räumliche Verteilung der modellierten mittleren Grundwasserstände (Lietzengraben).....	65
Abbildung 5-4: Lage der Abflusspegel und Grundwassermessstellen.....	66
Abbildung 5-5: Gemessener und modellierter Grundwassergang an der Messstelle EPA162 (Lietzengraben).....	68
Abbildung 5-6: Gemessener und modellierter Grundwassergang an der Messstelle HYB BU 005/18/74 OP (Lietzengraben) .....	69
Abbildung 5-7: Gemessener und modellierter Grundwassergang an der Messstelle BU1 (Lietzengraben).....	69
Abbildung 5-8: Gemessene und modellierte Abflussganglinie am Pegel 2a .....	71
Abbildung 5-9: Gemessene und modellierte Abflüsse am Graben 2 .....	72
Abbildung 5-10: Grundwasserstände im Untersuchungsgebiet (Luchsee).....	73
Abbildung 5-11: Lage und Messzeitraum der Grundwassermessstellen (Quelle: Mey et al. 2008) .....	74
Abbildung 5-12: Gemessene und modellierte mittlere Grundwasserstände (Luchsee).....	75
Abbildung 5-13: Vergleich zwischen modellierten und gemessenen Grundwasserganglinien an den Messstellen C1 (Luchsee) .....	77
Abbildung 5-14: Vergleich zwischen modellierten und gemessenen Grundwasserganglinien an den Messstellen D1 (Luchsee) .....	77
Abbildung 5-15: Vergleich zwischen modellierten und gemessenen Grundwasserganglinien an der Messstelle LUA-3948 0614.....	78

Abbildung 5-16: Ganglinienanpassung durch Parallelverschiebung um 30 bzw. 60 cm .....	79
Abbildung 5-17: Parametersensitivität der Grundwasserneubildung (Lietzengraben).....	82
Abbildung 5-18: Parametersensitivität der Grundwasserneubildung (Luchsee) .....	82
Abbildung 5-19: Parametersensitivität der Grundwasserhöhe (Lietzengraben) .....	83
Abbildung 5-20: Parametersensitivität der Grundwasserhöhe (Luchsee).....	83
Abbildung 5-21: Grundwasserstandsdifferenzen bei minimalen und maximalen $k_F$ -Werten (Lietzengraben).....	85
Abbildung 5-22: Grundwasserstandsdifferenzen bei minimalen und maximalen $k_F$ -Werten (Luchsee) .....	85
Abbildung 5-23: Grundwasserneubildungsdifferenz bei minimalen und maximalen $k_F$ -Werten (Lietzengraben).....	86
Abbildung 5-24: Grundwasserneubildungsdifferenz bei minimalen und maximalen $k_F$ -Werten (Luchsee) .....	86
Abbildung 5-25: Auswirkung verschiedener Speicherkoeffizienten auf die Grundwasserhöhe.....	87
Abbildung 5-26: Grundwasserstandsdifferenzen bei minimalen und maximalen Speicherkoeffizienten (Lietzengraben) .....	88
Abbildung 5-27: Grundwasserstandsdifferenzen bei minimalen und maximalen Speicherkoeffizienten (Luchsee) .....	88
Abbildung 5-28: Grundwasserneubildungsdifferenz bei minimalen und maximalen Speicherkoeffizienten (Lietzengraben) .....	89
Abbildung 5-29: Grundwasserneubildungsdifferenz bei minimalen und maximalen Speicherkoeffizienten (Luchsee) .....	90
Abbildung 5-30: Grundwasserstandsdifferenzen bei minimalen und maximalen Leakagewerten (Lietzengraben).....	91
Abbildung 5-31: Grundwasserstandsdifferenzen bei minimalen und maximalen Leakagewerten (Luchsee) .....	91
Abbildung 5-32: Grundwasserneubildungsdifferenz bei minimalen und maximalen Leakagewerten (Lietzengraben).....	92
Abbildung 5-33: Grundwasserneubildungsdifferenz bei minimalen und maximalen Leakagewerten (Luchsee) .....	93
Abbildung 5-34: Abweichungen der Grundwasserstände (links) und Grundwasserneubildung (rechts) infolge der Spannweiten der drei Kalibrierungsparameter im Lietzengrabengebiet .....	94
Abbildung 5-35: Abweichungen der Grundwasserstände (links) und Grundwasserneubildung (rechts) infolge der Spannweiten der drei Kalibrierungsparameter im Luchseegebiet .....	94
Abbildung 6-1: Räumliche Verteilung der Grundwasserneubildungsdifferenzen aus grundwasserferner Situation und Ausgangssituation (Lietzengraben).....	98
Abbildung 6-2: Differenzkarte der Grundwasserhöhe zwischen Ausgangs-Szenario und grundwasserfernem Szenario (Lietzengraben) .....	99
Abbildung 6-3: Räumliche Verteilung der Grundwasserneubildungsdifferenzen zwischen grundwasserferner Situation und Ausgangssituation (Luchsee) .....	100
Abbildung 6-4: Differenzkarte der Grundwasserhöhe zwischen Ausgangs-Szenario und grundwasserfernem Szenario (Luchsee).....	100
Abbildung 6-5: Gegenüberstellung der Sickerwasserganglinien des grundwasserfernen Szenarios und des Ausgangs-Szenarios (Lietzengraben) .....	101

Abbildung 6-6: Gegenüberstellung der Sickerwasserganglinien des grundwasserfernen Szenarios und des Ausgangs-Szenarios (Luchsee).....	101
Abbildung 6-7: Zeitliche Abweichung der Grundwasserneubildung infolge grundwasserferner Verhältnisse (Lietzengraben).....	102
Abbildung 6-8: Zeitliche Abweichung der Grundwasserneubildung infolge grundwasserferner Verhältnisse (Luchsee) .....	102
Abbildung 6-9: Grundwasserneubildungsdifferenzen zwischen gekoppelter und ungekoppelter Modellvariante (Lietzengraben) .....	103
Abbildung 6-10: Grundwasserneubildungsdifferenzen zwischen gekoppelter und ungekoppelter Modellvariante (Luchsee) .....	104
Abbildung 6-11: Gegenüberstellung des Sickerwasserganges von ungekoppeltem und gekoppeltem Modell (Lietzengraben) .....	105
Abbildung 6-12: Gegenüberstellung des Sickerwasserganges von ungekoppeltem und gekoppeltem Modell (Luchsee).....	105
Abbildung 6-13: Änderung der Grundwasserhöhe infolge der Unterbindung des Kontaktes zwischen Fließgewässer und Grundwasser (Lietzengraben).....	106
Abbildung 6-14: Änderung der Grundwasserneubildung infolge der Unterbindung des Kontaktes zwischen Fließgewässer und Grundwasser (Lietzengraben).....	107
Abbildung 6-15: Änderung der Grundwasserhöhe infolge der Unterbindung des Kontaktes zwischen Fließgewässer und Grundwasser (Luchsee) .....	108
Abbildung 6-16: Änderung der Grundwasserneubildung infolge der Unterbindung des Kontaktes zwischen Fließgewässer und Grundwasser (Luchsee) .....	108
Abbildung 6-17: Gegenüberstellung des Sickerwasserganges mit und ohne Kontakt zwischen Fließgewässer und Grundwasser (Lietzengraben).....	109
Abbildung 6-18: Gegenüberstellung des Sickerwasserganges mit und ohne Kontakt zwischen Fließgewässer und Grundwasser (Luchsee).....	109
Abbildung 6-19: Änderung der Grundwasserhöhe infolge der Unterbindung der Fließgewässerdynamik (Lietzengraben).....	111
Abbildung 6-20: Änderung der Grundwasserneubildung infolge der Unterbindung der Fließgewässerdynamik (Lietzengraben).....	112
Abbildung 6-21: Gegenüberstellung der Grundwasserganglinien infolge statischer und dynamischer Fließgewässerwasserstände an einer ausgewählten Messstelle (Lietzengraben) ...	113
Abbildung 6-22: Gegenüberstellung der Abflussganglinien mit statischem und dynamischem Fließgewässerwasserstand an einem ausgewählten Pegel (Lietzengraben) .....	113
Abbildung 6-23: Änderung der Grundwasserhöhe infolge der Unterbindung der Fließgewässerdynamik (Luchsee) .....	114
Abbildung 6-24: Änderung der Grundwasserneubildung infolge der Unterbindung der Fließgewässerdynamik (Luchsee) .....	115
Abbildung 6-25: Gegenüberstellung der Grundwasserganglinien infolge statischer und dynamischer Fließgewässerwasserstände an einer ausgewählten Messstelle (Luchsee) .....	116
Abbildung 6-26: Gegenüberstellung der Abflussganglinien mit statischen und dynamischen Fließgewässerwasserstand an einem ausgewählten Pegel (Luchsee).....	116
Abbildung 6-27: Änderung der Grundwasserneubildung ohne Berücksichtigung des Kapillaraufstiegs (Lietzengraben) .....	117
Abbildung 6-28: Änderungen der Grundwasserstände ohne Berücksichtigung des Kapillaraufstiegs (Lietzengraben).....	118
Abbildung 6-29: Gegenüberstellung der Grundwasserneubildungsganglinie mit und ohne Kapillaraufstieg (Lietzengraben) .....	119

Abbildung 6-30: Änderung der Grundwasserneubildung ohne Berücksichtigung des Kapillaraufstiegs (Luchsee) .....	120
Abbildung 6-31: Änderung der Grundwasserhöhe ohne Berücksichtigung des Kapillaraufstiegs (Luchsee) .....	121
Abbildung 6-32: Zeitliche Abweichung der Grundwasserneubildung ohne Kapillaraufstieg gegenüber dem Ausgangs-Szenario (Luchsee) .....	122
Abbildung 6-33: Veränderung der Grundwasserhöhe unter Verwendung statischer Vegetationsparameter (Lietzengraben) .....	123
Abbildung 6-34: Veränderung der Grundwasserneubildung unter Verwendung statischer Vegetationsparameter (Lietzengraben) .....	124
Abbildung 6-35: Vergleich der Grundwasserneubildungsganglinie mit und ohne Berücksichtigung der Vegetationsdynamik (Lietzengraben) .....	125
Abbildung 6-36: Differenz der Grundwasserhöhe ohne Berücksichtigung der Vegetationsdynamik (Luchsee) .....	126
Abbildung 6-37: Differenz der Grundwasserneubildung ohne Berücksichtigung der Vegetationsdynamik (Luchsee) .....	126
Abbildung 6-38: Vergleich der Grundwasserneubildungsganglinie mit und ohne Berücksichtigung der Vegetationsdynamik (Luchsee) .....	127
Abbildung 6-39: Gegenüberstellung der untersuchten Einflüsse auf die Grundwasserneubildung (Lietzengraben) .....	128
Abbildung 6-40: Gegenüberstellung der untersuchten Einflüsse auf die Grundwasserhöhen (Lietzengraben) .....	129
Abbildung 6-41: Gegenüberstellung der untersuchten Einflüsse auf die Grundwasserhöhen (Luchsee) .....	130
Abbildung 6-42: Gegenüberstellung der untersuchten Einflüsse auf die Grundwasserneubildung (Luchsee) .....	130
Abbildung 7-1: Kernbereich des Untersuchungsgebietes mit wesentlichen Steuerungs- und Messelementen .....	133
Abbildung 7-2: Gegenüberstellung von Stichtagsmessungen zur Zeit der Rieselfeldbewirtschaftung und unter natürlichen Bedingungen zu erwartenden Abflüssen (Quelle: nach Pfützner et al. 2006) .....	135
Abbildung 7-3: Langzeitsimulation des Abflusses an der Messstelle 2 (Quelle: Pfützner et al. 2006)	136
Abbildung 7-4: Ausgetrockneter Karower Teich (Foto: Herr Scheffler, aufgenommen am 24.8.2003)	137
Abbildung 7-5: Wasserstände, Grundwasserstände und Sickerwasserverluste aus den Karower Teichen .....	138
Abbildung 7-6: Auswirkung der unterschiedlichen Fließwege auf die Erhöhung der Grundwasseroberfläche .....	139
Abbildung 7-7: Vergleich der Abflüsse über den Sommer- und Winterweg der Einleitungen am Auslass des Rieselfeldgebietes .....	140
Abbildung 7-8: Gemessener und modellierter Abfluss an der Messstelle OW2a .....	141
Abbildung 7-9: Gemessener und modellierter Grundwassergang GW 05/2000 .....	141
Abbildung 7-10: Verschiedene Wehrkombinationen zur Begünstigung sensibler Gebiete (Lietzengraben-Niederung, Bogenseekette, Karower Teiche) (Quelle: Pfützner et al. 2006) .....	142
Abbildung 7-11: Monatliche Grundwasserstandanhebung durch saisonale Wehrsteuerung .....	143
Abbildung 7-12: Auswirkung unterschiedlich stark ausgeprägter Kolmationsschicht auf die Wasserstände in den Karower Teichen .....	144

Abbildung 7-13: Szenarien zur Abbildung der Auswirkungen einzelner Maßnahmen (Quelle: nach Mey et al. 2008, verändert) .....	146
Abbildung 7-14: Modellierte Grundwasserstände im Bereich des Luchsees (Historischer Zustand und Ist-Zustand) .....	147
Abbildung 7-15: Geplante Umbaumaßnahmen am Graben L 47 .....	148
Abbildung 7-16: Auswirkungen der Umbaumaßnahmen am Graben L 47 auf die Grundwasserstände .....	149
Abbildung 7-17: Grundwasserstandsanstieg an der Messstelle C2 durch Grabenumbau .....	150
Abbildung 7-18: Einfluss einer Seewasserstandsanhhebung auf den Grundwasserstand .....	151
Abbildung 7-19: Waldgebiete mit bereits realisierten und potenziellen Waldumbauflächen (Quelle: Mey et al. 2008) .....	152
Abbildung 7-20: Grundwasserstandsanhhebung durch Waldumbaumaßnahmen .....	153
Abbildung 7-21: Grundwasserstandsanhhebung durch potenziellen Waldumbau gegenüber dem Ist-Zustand .....	153
Abbildung 7-22: Ausdehnung der Grundwasserabsenkung mit verschiedenen Förderraten .....	155
Abbildung 7-23: Einfluss der Förderrate auf den Wasserstand im Luchsee .....	156
Abbildung 7-24: Grundwasserstandserhöhung infolge der Maßnahmenkombination .....	157
Abbildung 8-1: Kopplungszellen Oberflächengewässer mit Grundwasser .....	162
Abbildung 8-2: Verschiedene Beschreibungen des Wasserflusses (q) zwischen Fließgewässer und Grundwasser als eine Funktion der Wasserstands differenzen ( $\Delta h$ ) zwischen beiden Medien (nach Rushton & Tomlinson 1979) .....	163

## Tabellenverzeichnis

Tabelle 1: Eingangsdaten für die verschiedenen Modellebenen und daraus berechnete Output-Daten für die Weiterverarbeitung im Modell .....	41
Tabelle 2: Qualitätsparameter für die Grundwassermessstellen EPA162, BU005/18/74 und BU01 ....	67
Tabelle 3: Qualitätsparameter für die Abflusspegel 2a und 2b .....	70
Tabelle 4: Qualitätsparameter für die Grundwassermessstellen C1, D1 und LUA 39486014 .....	76
Tabelle 5: Verwendete Extrema der Parameter für die Sensitivitätsanalyse im Lietzengrabengebiet .	80
Tabelle 6: Verwendete Extrema der Parameter für die Sensitivitätsanalyse im Luchseegebiet .....	81
Tabelle 7: Sensitivitätsindex der untersuchten Parameter hinsichtlich Grundwasserneubildung (GWN) und Grundwasserhöhe (GWH) .....	81
Tabelle 8: Berechnungsvarianten zur Interaktion zwischen Oberflächen- und Grundwassermodell ...	96
Tabelle 9: Übersicht über die definierten historischen Zustände .....	147
Tabelle 10: Auszug aus der Elementarflächendatenbasis EFL.dbf .....	181
Tabelle 11: Auszug aus der Bodentabelle Boden.tab .....	182
Tabelle 12: Landnutzungsklassifizierung in den Untersuchungsgebieten .....	183
Tabelle 13: Parametrisierung der Landnutzungsklassen .....	184
Tabelle 14: Zeitfunktionen Acker .....	185
Tabelle 15: Zeitfunktionen Wald .....	185
Tabelle 16: Auszug aus der Fließgewässerdatenbasis FGW.dbf .....	186



---

# 1 Einführung

## 1.1 Problemstellung

Die Anforderungen der EU-Wasserrahmenrichtlinien (WRRL, European Community 2000) und die deutlicher werdenden Auswirkungen des Klimawandels hin zu trockeneren Verhältnissen haben die Forschungs- und Planungsaktivitäten an unseren Gewässern deutlich erhöht (Castelletti & Soncini-Sessa 2007a, Dahl et al. 2007, Henriksen et al. 2008). Die Forderung der WRRL, für alle Gewässer bis 2015 einen guten ökologischen Zustand zu erreichen, wird angesichts der ersten Anzeichen des Klimawandels (wie z. B. das Versiegen von Kleingewässern und Fließen, das Trockenfallen von Feuchtgebieten sowie die fortschreitende Moordegradation) immer prekärer. So wird zunehmend nach optimalen Steuerungsmaßnahmen zur Erhaltung oder Revitalisierung von Feuchtgebieten, Renaturierung von Fließ- und Standgewässern, Optimierung des Abflussvolumens und Verbesserung der Gewässergüte gesucht (Boswell & Olyphant 2007, Bryan & Shoemaker 2007, Castelletti & Soncini-Sessa 2007b, Mey & Pfützner 2010, Petts et al. 1999). Die Planungen und Umsetzungen von Renaturierungs- oder Revitalisierungsmaßnahmen erfordern erhebliche gesellschaftliche Anstrengungen und führen teilweise zu irreversiblen Ökosystemzuständen, weshalb genaue Prüfungen im Vorfeld unabdingbar sind.

Aus den verschiedenen zur Verfügung stehenden Maßnahmen zur Verbesserung des ökologischen Zustands muss (hinsichtlich Nachhaltigkeit, Kosten-Nutzen-Bilanz, Schadlo-sigkeit für Unterlieger- oder Nachbargebiete etc.) die effektivste ausgewählt werden. Die Eingriffe sind oft vielschichtig, sodass ihre Auswirkungen nicht im Detail abschätzbar und vorhersehbar sind. Daher wird bereits während der Planungsprozesse auf Modelle zurückgegriffen, mit deren Hilfe die verschiedenen Szenarien simuliert und ihre Wirkun-gen quantitativ bewertet werden können. Da sowohl klimatische Auswirkungen als auch anthropogene Eingriffe den Wasserhaushalt ganzer Landschaften beeinflussen, sind für die Planung und Bewertung der Maßnahmen einzugsgebietsübergreifende Untersuchun-gen notwendig (Grünewald 2008, Winter et al. 1998). Auch die WRRL fordert nachhaltige Lösungen nicht für einzelne Fließgewässerabschnitte sondern für das gesamte Flussein-zugsgebiet (European Community 2000).

Des Weiteren sind alle den Wasserhaushalt bestimmenden hydrologischen Teilprozesse zu beachten und in geeigneter Weise zu integrieren, um die Effekte so gut wie möglich abschätzen zu können. Während auf dem Gebiet der Hochwasservorsorge bereits gute Planungsgrundlagen erarbeitet wurden (Becker & Sinaba 2009), sind Maßnahmen zur Bekämpfung von Wassermangelsituationen noch mit vielen Unsicherheiten behaftet und müssen häufig erst auf ihren Wirkungsgrad erprobt werden. Das macht die Modellierung von Niedrigwassersituationen zu einem innovativen und herausfordernden Forschungs-thema. In Wassermangelgebieten des Norddeutschen Tieflandes, in denen die Interaktion

zwischen Oberflächenwasser<sup>1</sup> und Grundwasser eine entscheidende Rolle für die Abflussbildungsprozesse spielt und das häufigere Auftreten von Niedrigwasserabflüssen mit sinkenden Grundwasserständen in Verbindung zu bringen ist, stößt die klassische Niederschlags-Abflussmodellierung an ihre Grenzen, denn durch diese werden vor allem die schnellen Abflusskomponenten abgebildet, während der weitaus größere Einfluss – nämlich der des Grundwassers auf die Abflussbildung in Tieflandgebieten – vernachlässigt wird. Die grundwasserbürtigen Abflussanteile, die den Großteil der Niedrigwasserabflüsse ausmachen (Nützmann & Mey 2007), oder durch sinkende Grundwasserstände bedingte Abflussrückgänge, sind daher allein mit Niederschlags-Abflussmodellen nicht modellierbar.

Für die Modellierung der Auswirkung von Wassermanagementstrategien, die zur Optimierung des Wasserhaushalts in Einzugsgebieten dienen, ist eine räumlich und zeitlich hoch aufgelöste Abbildung aller Komponenten des Landschaftswasserhaushaltes<sup>2</sup> notwendig, um Bewirtschaftungsvarianten und ihren Einfluss auf die Vegetationsdynamik, den Bodenwasserhaushalt sowie den Austausch zwischen Oberflächenwasser und Grundwasser hinreichend gut beschreiben zu können und eine fundierte Bewertung zu ermöglichen (Dahl et al. 2007, Mey & Pfützner 2010). Die Simulation der miteinander gekoppelten ober- und unterirdischen Fließprozesse ist in qualitativer und quantitativer Hinsicht von entscheidender Bedeutung, da nur so ein differenzierter Einblick in das komplexe hydrologische System ermöglicht werden kann, ohne wesentliche hydrologische Zusammenhänge zu vernachlässigen (Henriksen et al. 2008, Refsgaard et al. 2005, Sophocleous 2002).

Da zur Beantwortung essenzieller Fragen zum zukünftigen Wasserhaushalt von Tieflandeinzugsgebieten möglichst verlässliche Ergebnisse benötigt werden, sind die Anforderungen an zu verwendende Modelle vielschichtig und streng. So besteht oft eine Diskrepanz zwischen den nur lückenhaft vorhandenen oder wenig genauen Eingangsparametern (z. B. Gewässerprofile, Meliorationstiefen, Vegetationsentwicklung, unterirdisches Einzugsgebiet, Eigenschaften des Grundwasserleiters, Klimaprognosen) und den detaillierten Angaben zu den umzusetzenden Maßnahmen. Ein geeignetes Modell sollte also zum einen den Schwerpunkt auf die Abbildung der meist hinreichend gut bekannten Oberflächenstrukturen legen, aber dennoch die Interaktion zwischen Oberflächenwasser und Grundwasser sowie die saisonalen Wechselwirkungen zwischen gesättigter und ungesättigter Zone (inklusive Vegetationswirkung, Kapillarwirkung und Makroporenfluss) vor allem auf grundwassernahen Standorten berücksichtigen (Hansen et al. 2007). Daneben können auch anthropogene Eingriffe (landwirtschaftliche Nutzung, Bewässerung, Drainage, Eingriffe in Fließgewässer etc.) je nach ihrer Intensität einen großen Einfluss auf den Wasserhaushalt haben (Sophocleous 2002, Winter et al. 1998). Hierzu zählen auch Rückstaueffekte hinter Wehren, da diese das Gewässer phasen- oder teilweise ganzjährig über dessen natürlichen Wasserstand aufstauen und so zu unnatürli-

---

<sup>1</sup> Der Begriff „Oberflächenwässer“ bezieht sich in dieser Arbeit auf das gesamte oberflächennah verfügbare Wasser. Neben Stand- und Fließgewässern – die hier unter dem Begriff „Oberflächenwässer“ zusammengefasst werden – beinhaltet der Begriff Oberflächenwasser also auch das Bodenwasser.

<sup>2</sup> im Gegensatz etwa zu den stark vereinfachten, blockartig strukturierten hydrologischen Kompartimentsmodellen

chen Infiltrationen in den Grundwasserleiter führen können. Über- bzw. Einleitungen oder Wasserentnahmen sind ebenso bei der Modellierung des Wasserhaushaltes zu berücksichtigen, da sie die natürlicherweise zur Verfügung stehende Wassermenge verändern (Mey & Pfützner 2010).

Den praktischen Hintergrund der vorliegenden Arbeit bilden zwei Anwendungsbeispiele zur Optimierung von Managementstrategien in Wassermangelgebieten der Region Berlin-Brandenburg.

- Das Einzugsgebiet des Lietzengrabens, als erstes Untersuchungsgebiet, liegt am Nordrand Berlins in einem ehemaligen Rieselfeldgebiet, in dem nach Einstellung der jahrzehntelangen Rieselfeldwirtschaft nicht nur nutzungs- sondern auch klimabedingt extreme Abflussrückgänge und Grundwasserabsenkungen erfolgten. Hier von betroffen sind auch geschützte Feuchtbiootope und Teichlandschaften. Durch Zusatzwassereinleitungen und gezielte Wehrsteuerungen soll die Wasserhaushaltssituation in diesem Gebiet verbessert werden.
- Das zweite Untersuchungsgebiet umfasst das erweiterte Einzugsgebiet des 50 km südlich von Berlin am Rand des unteren Spreewalds gelegenen Luchsees. Hier steht das den Luchsee umgebende Moor im Mittelpunkt der Untersuchungen, dessen bereits seit den 1970er Jahren durch sinkende Grundwasserstände fortschreitende Degradierung mit Hilfe verschiedener Maßnahmen (wie z. B. Landnutzungsänderungen und Grabenverfüllungen) unterbunden werden soll.

Im Lietzengrabengebiet liegt der Fokus auf dem Austausch zwischen Oberflächengewässer und Grundwasser. Das gesamte Untersuchungsgebiet ist von einem verzweigten Gewässernetz durchzogen, das durch Abflussregulierungen (Einleitungen und Staubauwerke) beeinflusst wird. Über dieses Grabenssystem findet die Interaktion zwischen Oberflächengewässer und Grundwasser überwiegend statt.

Im Einzugsgebiet des abflusslosen Luchsees findet die Interaktion zwischen Oberflächenwasser und Grundwasser hauptsächlich über die ungesättigte oder teilgesättigte Bodenzone statt. Dies bedeutet, dass Wasserstandserhöhungen im Luchsee und dem umgebenden Moorgebiet über wirksame Maßnahmen zur Anhebung benachbarter Grundwasserstände erfolgen müssen. Eine dynamische Simulation von Abflussprozessen des Oberflächengewässers ist hier also nicht vordringlich und nur für den Teil der Fließgewässer sinnvoll, die innerhalb des Modellgebietes liegen. Der Großteil der Fließgewässer begrenzt das Modellgebiet und fungiert daher lediglich als Randbedingung für das Grundwassermodell.

Durch die Wahl der beiden Untersuchungsgebiete ist eine breite Anwendung des verwendeten gekoppelten Modells für im Norddeutschen Tiefland typische hydrologische Prozesse gegeben. Auch sind die Bewirtschaftungs- und Managementansätze in beiden Gebieten sehr unterschiedlich, sodass eine erfolgreiche Simulation von umfangreichen Maßnahmen zur Verbesserung des Landschaftswasserhaushaltes aufgezeigt werden kann.

## 1.2 Stand der Wissenschaft

Aufgrund der eingangs beschriebenen gestiegenen Anforderungen an die Komplexität und Detailliertheit von hydrologischen Modellen zur Beschreibung der ober- und unterirdischen Abflüsse wurden in den letzten Jahren verschiedene Arten der Kopplung von Oberflächenwasser- und Grundwassermodellen entwickelt, die von Rassam & Werner (2008) gegenübergestellt wurden. Die verschiedenen Interaktionsprozesse zwischen Oberflächenwasser und Grundwasser in unterschiedlichen Landschaftsformen und deren Abbildung im Modell sind bei Dahl et al. (2007) aufgeführt. Während Bronstert et al. (2005) verschiedene, den gesamten hydrologischen Wasserkreislauf betreffende Modellkopplungen zusammenstellen, legen Köhne et al. (2009) den Fokus auf den Vergleich unterschiedlicher Abbildungsmöglichkeiten der Bodenwasserbewegung.

Erste Schritte zur gemeinsamen Simulation von Oberflächenwasser und Grundwasser wurden bereits in den 1970er Jahren unternommen. Dazu werden einfache 1D-Fließgewässermodele mit 2D-Grundwassermodellen (Pinder & Sauer 1971, Cunningham & Sinclair 1979) bzw. einem 3D-Grundwassermodell (Freeze 1972) gekoppelt. Heute existieren sowohl verschiedene mehr oder minder lose Kopplungen bestehender Oberflächenwasser- und Grundwassermodele als auch umfassende Gesamtmodelle (z. B. HydroGeoSphere, MIKE SHE, WASH123), welche die hydrologischen Prozesse räumlich und zeitlich möglichst hoch auflösend simulieren (Blessent et al. 2009, Partington et al. 2009, Thompson et al. 2004, Yeh et al. 2006).

Da sich in Abhängigkeit von der jeweiligen Fragestellung die notwendigerweise zu betrachtenden Prozesse und die Genauigkeit ihrer Abbildung im Modell unterscheiden können (Maniak 2005), ist eine sorgfältige und zielgerichtete Auswahl für die jeweilige Anwendung dringend erforderlich. Zusätzlich ist auch die Qualität und Verfügbarkeit von Eingangsdaten für die Wahl eines geeigneten Modells entscheidend. Es ist wenig sinnvoll, aufwändige Modelle mit einem großen Umfang an Eingangsdaten zu betreiben, wenn ein Großteil der Eingangsdaten nur grob abgeschätzt werden kann und potenziell fehlerbehaftet ist (Singh & Frevert 2002). Für bestimmte Fragestellungen sind präzisere Prozessbeschreibungen und hohe Datenanforderungen notwendig, für andere sind einfache Modelle mit wenigen Eingangsdaten bereits zielführend (Castelletti & Soncini-Sessa 2007a; Hansen et al. 2007, Köhne et al. 2009, Dahl et al. 2007).

Bezüglich der Interaktion zwischen Fließgewässern und Grundwasser ist die Beschreibung der Rückwirkungen der veränderten Wasservolumen in beiden Modellteilen grundlegend. Bei Grundwassermodellen, die die Fließgewässer als Randbedingung mit einbeziehen, wird zwar die Wirkung des Fließgewässerwasserstandes auf das Grundwasser abgebildet, aber meist keine Korrektur der Wassermenge im Fließgewässer vorgenommen (Osman & Bruen 2002) und die Wasserbewegung in der ungesättigten Bodenzone nur unzureichend beschrieben (Andersen 2004). Nach Messal (2000) kann die Vernachlässigung räumlicher Rückkopplungen, insbesondere im Flachland, zu einer fehlerhaften Darstellung des Landschaftswasserhaushaltes führen. Daher sollten beide Modelle vollständig miteinander gekoppelt sein. Modelle die alle hydrologischen Prozesse inklusive der Wechselwirkung zwischen Oberflächenwasser und Grundwasser physikalisch genau abbilden sind allerdings oft nur räumlich und zeitlich begrenzt einsetzbar

(Bradley & Gilvear 2000). Um die komplexen Modelle auf Einzugsgebietsebene praktikabel einsetzen zu können, werden meist Vereinfachungen vorgenommen, wie Henriksen et al. (2008) für den Einsatz von MIKE SHE auf Einzugsgebietsebene beschreiben: Sie ersetzen die numerisch aufwändige Richards-Gleichung (zur Berechnung der Wasserbewegung in der ungesättigten Bodenzone) durch einen einfaches Wurzelzonen-Modul. Die Vegetation kann damit nur vereinfacht und ohne dynamische Entzugsfunktion abgebildet werden. Detaillierte Vegetationsmodelle wie SWAT2000 (Neitsch et al. 2001) und 4C (FORESEE – Forest Ecosystems in a Changing Environment, Bugmann 1997) vernachlässigen dagegen die dynamische Interaktion mit dem Grundwasser. So wird in vielen auf der Meso- oder Makroskala einsetzbaren Modellkopplungen die ungesättigte Zone nur vereinfacht abgebildet. Krause (2005) modelliert z. B. die Gewässer der Havelniederung und deren Interaktion mit dem Grundwasser mit dem IWAN-Modell unter Verwendung des einfachen Bodenspeicheransatzes von WaSiM-ETH1 anstelle der Richards-Gleichung in WaSiM-ETH2, sodass die Bodenwasserbewegung durch die einzelnen Horizonte vernachlässigt wird.

Obwohl die bestehenden Gesamtmodelle den Wasserhaushalt am physikalisch genauesten abbilden, sind sie aufgrund ihrer Numerik und der hohen Anforderung an die Eingangsparameter noch nicht für den Einsatz auf Einzugsgebietsebene geeignet. Für den Einsatz in der Praxis müssen daher Modelle zur Anwendung kommen, deren Inputparameter sich an verfügbaren Datensätzen orientieren. Eine starke Modellvereinfachung, wie in konzeptionellen Modellen oder Black-Box Modellen, ist aber gleichermaßen nicht zielführend, da sowohl Gebietsheterogenitäten klar unterscheidbar als auch wichtige hydrologische Prozesse abbildbar sein müssen. Bei der gekoppelten Oberflächenwasser-Grundwassermodellierung zählen dazu vor allem die Bodenwasserbewegung unter Berücksichtigung von Kapillaraufstieg und Makroporenfluss sowie der Vegetationsentzug aus unterschiedlichen Bodentiefen, da die ungesättigte Zone eines der beiden wichtigen Verbindungsglieder zwischen Oberflächenwasser und Grundwasser ist. Das andere Verbindungsglied sind die Fließgewässer, die im Austausch mit dem Grundwasser stehen. Die Abbildung instationärer Wasserstände der Fließgewässer ist daher eine weitere wichtige Voraussetzung für den Einsatz einer Modellkopplung zur Beschreibung der Interaktionen zwischen Oberflächenwasser und Grundwasser. Dies gilt insbesondere dann, wenn – wie in den später erläuterten Beispielen – auch Gewässerbewirtschaftung wie Einleitungen oder Entnahmen und Rückstaueffekte hinter Wehren simuliert werden sollen.

Für die Untersuchung von Wassermangelsituationen müssen die Modelle zudem in der Lage sein zeitlich differenziert zu arbeiten, um klimatische Einflüsse darstellen zu können. Dabei kann die Auswirkung unterschiedlicher Abfolgen von Trocken- und Feuchtperioden nur mit Langzeitsimulationen nachvollzogen werden, deren Rechenzeiten einen praktikablen Rahmen (maximal wenige Tage) nicht überschreiten sollten.

Für die in dieser Arbeit vorgestellten Untersuchungen wurde aufgrund seiner hohen Flexibilität und Leistungsfähigkeit das Modellierungssystem ArcEGMO (Becker et al. 2002) ausgewählt und den Anforderungen entsprechend gemeinsam mit Dr. Bernd Pfützner (BAH-Berlin) weiterentwickelt. Das 2D-Grundwassermodell ASM (Kinzelbach & Rausch 1995) wurde für die Abbildung der Interaktion zwischen Grundwasser und

Oberflächenwasser in den Modellierungsrahmen ArcEGMO integriert, wodurch damit eine brauchbare Software zur Modellierung der komplexen Landschaftswasserhaushaltsprozesse geschaffen wurde. Innerhalb der Modellierungsumgebung ArcEGMO wurde das PSCN-Modul (Klöcking 2009) zur detaillierten Beschreibung des Bodenwassers sowie der Vegetationswirkung eingesetzt.

Die Kopplung zwischen Oberflächenwasser- und Grundwassermodell ist über zwei Schnittstellen realisiert: Diese sind der Austausch zwischen Oberflächengewässer und Grundwasser und zwischen Grundwasser und Bodenwasserhaushalt. In den zwei Untersuchungsgebieten steht jeweils einer der beiden Interaktionspfade (Fließgewässer-Grundwasser, Bodenwasser-Grundwasser) im Vordergrund.

### 1.3 Fragestellung

Ziel dieser Arbeit ist die Abbildung der hydrologischen Prozesse in Wassermangelgebieten im Norddeutschen Tiefland zur Verbesserung der Landschaftswasserhaushalts-situation durch Wassermanagementstrategien. Im Rahmen der theoretischen Grundlagen wird geklärt, welche Prozesse die quantitativen Wasserflüsse zwischen Grundwasser und Oberfläche bestimmen und welche Abbildungsmöglichkeiten die verschiedenen Modelle bieten. Anhand dieser Erkenntnisse werden die Anforderungen an die Modellierung dargestellt und die Frage nach dem geeigneten Modellkonzept beantwortet.

Die Abbildung von Wechselwirkungen zwischen Grund- und Oberflächenwasser im gekoppelten Modell ArcEGMO-PSCN-ASM wird anhand folgender Fragestellungen für zwei Gebietsmodelle untersucht:

1. Welchen Einfluss hat das Grundwasser auf den Landschaftswasserhaushalt des Gebietes? – Hierfür wird die Wirkung der grundwassernahen Flächen auf die Ergebnisse des Oberflächenwassermodells ausgewertet.
2. Welche Reaktion auf die Modellergebnisse des Landschaftswasserhaushalts ist durch die instationäre Grundwassermodellierung in der Modellkopplung zu erwarten? – Dabei wird die Beeinflussung des Oberflächenwassers durch dynamische Grundwasserstände betrachtet.
3. Welche Bedeutung haben die Fließgewässer für das Grundwasser? – Dafür werden die Rückwirkungen von statischen und dynamischen Fließgewässerwasserständen auf das Grundwasser und damit auch auf die Grundwasserneubildung analysiert.
4. Welche Effekte werden durch eine differenzierte Simulation des Bodenwassers auf den Landschaftswasserhaushalt erzielt? – Hierzu wird untersucht, welche Auswirkung der Kapillaraufstieg auf die Grundwasserstände hat und welche Unterschiede in der Grundwasserneubildung zu erwarten sind.
5. Welche Folgen hat die Berücksichtigung der Vegetationsentwicklung für die Ergebnisse des Wasserhaushalts und des Grundwassers? – Dafür werden die Pflanzen mit saisonal veränderlichen Vegetationsparametern simuliert und die Ergebnisse denen einer Berechnung mit statischen Vegetationsparametern gegenübergestellt.
6. Wie sollte bei der Kalibrierung von heterogenen Einzugsgebietsmodellen vorgegangen werden und welche Qualitätsmaße eignen sich zur Darstellung der Bewertung der Anpassungsgüte des Modells an die Realität? – Kalibrierung und Validierung werden für die zwei Untersuchungsgebiete durchgeführt und die Modellanpassung anhand verschiedener Qualitätsparameter ausgewertet.
7. Welche Unsicherheiten können durch Eingangsdaten auftreten? – Diese Frage wird im Rahmen einer vereinfachten Sensitivitätsanalyse über Minimum- und Maximum-Simulation der kopplungsrelevanten Parameter beantwortet.
8. Welche Möglichkeiten bietet ArcEGMO-PSCN-ASM hinsichtlich der Abbildung unterschiedlicher Wassermanagementstrategien in Wassermangelgebieten? – An zwei Untersuchungsgebieten werden jeweils verschiedene praxisrelevante Maßnahmen-Szenarien vorgestellt und hinsichtlich ihrer Effektivität bewertet.

Im Folgenden wird die Vorgehensweise zur Beantwortung dieser Fragen und der Aufbau der vorliegenden Arbeit beschrieben.

## 1.4 Vorgehensweise

Zu Beginn der Arbeit werden die Abflussbildungsprozesse im Tiefland und die verschiedenen Möglichkeiten der Prozessabbildung in den vorhandenen Modellen dargelegt. Dabei werden die Prozesse, die jeweils die quantitativen Wasserflüsse auf den beiden Interaktionspfaden (Oberflächengewässer – Grundwasser und Bodenwasser – Grundwasser) bestimmen, separat in einem eigenen Unterkapitel behandelt. Daraus wird eine geeignete Prozessbeschreibung des gesamten Landschaftswasserhaushalts unter besonderer Berücksichtigung von Wassermanagementstrategien abgeleitet und der Einsatz des hier verwendeten Modellierungssystems ArcEGMO-PSCN-ASM begründet.

Eine detaillierte Beschreibung hinsichtlich aller Modellebenen (Meteorologie, Abflussbildung, Bodenwasser- und Vegetationsmodellierung, Bewirtschaftung, Abfluss im Oberflächengewässer und Grundwasser) erläutert die Funktionsweise dieses gekoppelten Modellsystems.

Im darauffolgenden Kapitel werden die anwendungsbezogenen Fragestellungen für zwei Untersuchungsgebiete ausführlich vorgestellt, und es wird erläutert, wie die hydrologischen Charakteristika und Gebietseigenschaften in das Modell integriert werden können.

Anschließend werden die Vorgehensweise bei der Kalibrierung über drei die Kopplung betreffende Kalibrierungsparameter und die daraus resultierenden Ergebnisse vorgestellt. Die Validierung erfolgt über verschiedene Gütekriterien. Mögliche Fehler der Modellergebnisse werden über Minima- und Maxima-Simulationen der Kalibrierungsparameter analysiert und dienen als vereinfachte Sensitivitätsanalyse. Eine komplexere Sensitivitätsanalyse (Multiparameter- oder globale Sensitivitätsanalyse) konnte im Rahmen dieser Arbeit aufgrund des numerischen Aufwands nicht durchgeführt werden.

Eine Analyse der Relevanz von Interaktionen zwischen Oberflächengewässer, Bodenwasser und Grundwasser bei der Modellierung von Abflussbildung und Landschaftswasserhaushalt erfolgt über die Auswertung bestimmter Modellvariationen, in welchen jeweils einzelne Kopplungskomponenten untersucht werden. Damit wird die Wirkung verschiedener kopplungsrelevanter Prozesse auf die Modellergebnisse veranschaulicht.

Die Möglichkeiten der Abbildung unterschiedlicher hydrologischer Situationen und verschiedener Wassermanagementszenarien werden für beide Untersuchungsgebiete ausführlich demonstriert. So wird gezeigt, dass sich das gewählte Modellierungssystem ArcEGMO-PSCN-ASM zur Beantwortung von Fragen zum Wassermanagement eignet und den in Kapitel 2 geschilderten Anforderungen an die Modellierung von Einzugsgebieten im Norddeutschen Tiefland gerecht wird.

Abschließend werden die Ergebnisse zusammengefasst und diskutiert. Dabei werden auch Grenzen und Defizite der gekoppelten Modellierung mit ArcEGMO-PSCN-ASM herausgestellt sowie ein Ausblick auf den zukünftigen Forschungsbedarf gegeben.



---

## **2 Theoretische Grundlagen**

Im Folgenden werden die Prozesse der Abflussbildung in Tieflandeinzugsgebieten und die Möglichkeiten deren Abbildung im Modell beschrieben. Dabei wird in weiteren Unterkapiteln genauer auf die Interaktion zwischen Fließgewässer und Grundwasser sowie zwischen Bodenwasser und Grundwasser eingegangen. Jedes Kapitel wird mit einer kurzen Beschreibung der Prozesse eingeleitet, bevor ausführlicher auf die Abbildungsmöglichkeiten dieser Prozesse in den Modellen eingegangen wird.

### **2.1 Wasserhaushalt in Tieflandeinzugsgebieten und seine Modellierung**

Die Grundwasser-Oberflächenwasser-Interaktionen im Tiefland unterscheiden sich deutlich von denen im Mittelgebirge. Während im Mittelgebirge ober- und unterirdisches Einzugsgebiet annähernd gleich sind, können im Tieflandeinzugsgebiet Größe und örtliche Lage der beiden stark voneinander abweichen (Wittenberg et al. 2003, Winter et al. 1995, Nützman & Mey 2007). Auch die Abflussbildungsprozesse sind in beiden Regionen sehr unterschiedlich: Während im Mittelgebirge überwiegend Infiltrationsüberschuss und hangparalleler Interflow den Oberflächenabfluss bilden (Bronstert & Plate 1997, Kirkby 1988), entsteht der Oberflächenabfluss im Flachland vornehmlich auf Sättigungsflächen. In gering geneigtem Gelände verdunstet oder infiltriert dieser jedoch häufig, bevor er den Vorfluter erreicht (Lischeid & Bittersohl 2008). Daher ist der Abfluss in Tieflandeinzugsgebieten überwiegend durch den Grundwasserabfluss (Basisabfluss) geprägt. Der Basisabfluss kann im trockenen Sommerhalbjahr z. B. im Einzugsgebiet des Fredersdorfer Mühlenfließes fast den gesamten Abflussanteil (90%) ausmachen und wird im Winter immerhin noch mit ca. 50% angegeben (Nützman & Mey 2007). In Niederungen des Flachlandes gibt es Feuchtgebiete und Gewässerformen (beispielsweise Versumpfungsmoore oder Grundwasserseen), die ganzjährig fast ausschließlich vom Grundwasser gespeist werden (LUA 2004).

In den Tieflandeinzugsgebieten wird, wie auch in Mittelgebirgsregionen, zwischen Grundwasserneubildungs- und Entlastungsgebieten unterschieden (Hölting 1996). Auf den grundwasserfernen Neubildungsgebieten erfolgt die Wasserbewegung nur in eine Richtung (von der Landoberfläche zum Grundwasser), dagegen kann in Talauen und Niederungen infolge der geringen Flurabstände der Austausch in beide Richtungen erfolgen: Das Grundwasser wird durch die Sickerwasserbildung gespeist und durch Kapillaraufstieg, Bodenevaporation und Vegetationsentzug gezehrt. In einigen Gebieten erfolgt saisonal- und wetterabhängig ein Wechsel zwischen grundwassernahen und grundwasserfernen Verhältnissen. Je länger ein grundwassernaher Zustand im Jahr anhält, desto größer kann dort die Zehrung sein. Ob ein Standort grundwassernah oder grundwasserfern ist, hängt auch von der Durchwurzelungstiefe der Vegetation und der kapillaren Aufstiegshöhe ab. Ist deren Summe größer als der Grundwasserflurabstand, wird der Standort als grundwassernah bezeichnet („Grenzflurabstand“ Hölting 1996). Kann der Grundwasserspeicher weder über die Vegetation noch über kapillaren Aufstieg gezehrt werden, ist der Standort grundwasserfern.

Auf grundwasserfernen Standorten beeinflusst das Sickerwasser den Grundwasserspeicher, nicht aber umgekehrt. Die Modellierung des Oberflächenwassers kann auf solchen Flächen ohne Berücksichtigung des Grundwassers erfolgen. Ebenso reicht die klassische Grundwassermodellierung (FEFLOW, MODFLOW etc.) unter Berücksichtigung des Sickerwassers als Input für die Modellierung des Grundwasserstromes aus. Dabei wird zwischen stationärer und instationärer Modellierung unterschieden (Matthess 1994, Holzbecher 1996). Während stationäre Modelle einen mittleren Zustand abbilden und die mittlere Grundwasserneubildung als Inputgröße genügt, wird in instationären Modellen eine zeitlich variable Grundwasserneubildung benötigt, damit die zeitliche Dynamik des Grundwassers in Abhängigkeit vom Klima prozessadäquat simuliert werden kann. Genaue, klima- und landnutzungsabhängige instationäre Grundwasserneubildungsraten können von entsprechenden Oberflächenwassermodellen ermittelt werden.

Fließgewässer werden in Grundwassermodellen meist als Randbedingungen und Zehrungsterm berücksichtigt. Die Austauschprozesse werden dabei oft nicht sehr differenziert abgebildet (El-Kadi 1989, Sophocleous & Perkins 2000, Winter et al. 1998). Teilweise erfolgt der Austausch nur in eine Richtung. So wird z. B. im klassischen MODFLOW Modell (McDonald & Harbaugh 1988, Harbaugh & McDonald 1996) die Korrektur der Wassermengen bzw. Wasserstände im Fließgewässer (Osman & Bruen 2002) – und damit die volle Dynamik der Interaktion zwischen Oberflächengewässer und Grundwasser – nicht abgebildet. In den neueren MODFLOW Zusatzmodulen Stream (Prudic 1989), Streamflow Routing Package (Prudic et al. 2004) und LAK3 (Hunt et al. 2003) sind allerdings die Ströme in beide Richtungen möglich, wie Smerdon et al. (2007) am Beispiel in Kanada zeigen. Hunt (2003) bemängelt allerdings, dass mit dem LAK3 Package für MODFLOW keine Interaktionen zwischen See und Fließgewässer simuliert werden können. Ebenso werden in den Grundwassermodellen meist die Prozesse in der ungesättigten Bodenzone (Wurzelzehrung) vernachlässigt (Andersen 2004). Bei der Simulation grundwassernaher Standorte sind aber gerade die Wechselwirkung zwischen Boden- und Grundwasser von großer Bedeutung, um den Wasserhaushalt möglichst realitätsnah abzubilden. Es reicht daher nicht aus, nur das Sickerwasser als Input für das Grundwassermodell zu verwenden, sondern es muss auch die Grundwasserzehrung über die kapillaren Aufstiegskräfte und die Zehrung über die Vegetation mit einbezogen werden, die sich aufgrund unterschiedlicher Grundwasserflurabstände ergibt.

Für die Abbildung von oberflächennahen Abflussprozessen werden häufig Niederschlags-Abfluss-Modelle eingesetzt, in denen der Bodenwasserhaushalt mit berücksichtigt wird. Der Einfluss des Grundwassers wird in diesen Modellen im einfachsten Fall nur über mittlere Grundwasserflurabstände als stationäre Randbedingung oder als saisonal veränderliche Grundwasserflurabstände in das Modell eingelesen. Um den Grundwassereinfluss dagegen in Abhängigkeit von den beobachteten klimatischen Bedingungen abbilden zu können, werden einfache Speicheransätze herangezogen, die das Grundwasserreservoir in Abhängigkeit vom Wasserangebot innerhalb des Oberflächenwassermodells beschreiben, wie in den Modellen SWAT (Arnold et al. 1998), WaSim-ETH Version 1 (Schulla & Jasper 1998), dynamic TOPMODEL (Beven & Freer 2001), SWIM (Krysanova et al. 1998, 2000) und ArcEGMO (Becker & Pfützner 1986). Schwarze et al. (1997) bildet den Basisabfluss über parallele Speicher ab. Messal (2000) entwickelt für das Modell MULTIHYPD mehrere Modellvarianten einer rückgestauten linearen Speicher-

kaskade, die lateral wirkende Rückkopplungseffekte und einen kapillaren Grundwasseranstieg mit Hilfe von analytischen Näherungsgleichungen beschreiben. So kann auf Grundlage von Bilanzbetrachtungen der Grundwasserstand ermittelt werden, ohne die aufwendige Numerik eines Grundwasserströmungsmodells integrieren zu müssen.

Bei der Abbildung des Grundwassers über Speicheransätze wird allerdings weder die horizontale Verlagerung des Grundwassers beschrieben, die im Landschaftswasserhaushalt eine wichtige Schnittstelle zwischen Recharge- und Dischargegebieten bildet, noch die laterale Basisabflusskomponente physikalisch begründet erfasst (Schulla 1997). Insbesondere Flussauen und Feuchtgebiete sind wichtige Speicher, die sich im Winter und Frühjahr auffüllen und danach für den Abfluss und die Vegetationsversorgung verfügbar sind, aber auch im Kontakt und Austausch mit ihren angrenzenden Gebieten stehen.

Die Notwendigkeit einer gemeinsamen Betrachtung von Oberflächenwasser und Grundwasser steigt mit dem Einfluss des Grundwassers auf das Oberflächenwasser, also bei zunehmend grundwassernahen Verhältnissen (siehe Abbildung 2-1).

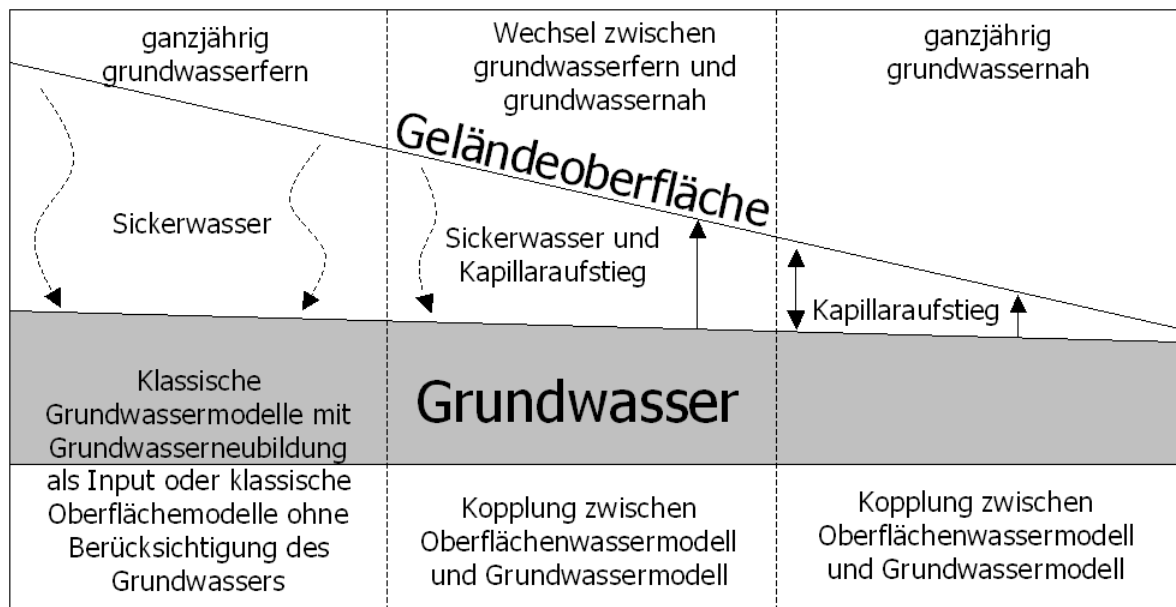


Abbildung 2-1: Modellanwendungen in Abhängigkeit vom Grundwasserflurabstand

Bei der Modellierung gesamter Flusseinzugsgebiete, in denen grundwasserferne und grundwassernahe Flächen nebeneinander existieren und einige Flächen im saisonalen Verlauf zwischen grundwasserfern und grundwassernah wechseln, stoßen sowohl die Oberflächenwassermodellierung unter Zuhilfenahme von Flurabständen und Grundwasserspeichern als auch die Grundwassermodellierung mit Hilfe von vorgegebenen Fließgewässerwasserständen als Randbedingung an ihre Grenzen (Winter 1999). Der Wechsel zwischen Perkolation zum Grundwasser und Zehrung des Grundwassers durch Evapotranspiration kann nur durch eine parallele Simulation der Oberflächen- und Grundwasserprozesse erfolgen. So wurden zunehmend Modellansätze entwickelt, die sich gleichermaßen zur Abbildung des Oberflächen- als auch des Grundwassers eignen

(Sophocleous 2002, Rassam & Werner 2008). Dabei gibt es zwei grundsätzlich unterschiedliche Herangehensweisen: Entweder werden neue physikalisch begründete Gesamtmodelle entwickelt oder es werden bestehende Modelle miteinander gekoppelt.

Die wenigen existierenden Gesamtmodelle wie z. B. MikeShe (Refsgaard & Storm 1995), HydroGeoSphere (Therrien et al. 2007) und WASH123D (Yeh et al. 2006) bilden die hydrologischen Prozesse (mit einer sehr hohen Auflösung) physikalisch begründet sehr genau ab. Darum benötigen sie einen sehr spezifischen und umfassenden Parametersatz und hohe Rechenkapazitäten sowie oftmals außergewöhnliche Hardwarekapazität (Parallelrechner etc. – verbunden mit hohen Anschaffungskosten), wodurch ihre Anwendungen für praktische Fragestellungen auf Einzugsgebietsebene meist nicht zweckmäßig und rentabel sind. Hinzu kommen numerische Stabilitätsprobleme, sodass die Gesamtmodelle hauptsächlich für kleine Teilgebiete oder für Forschungszwecke eingesetzt werden (Partington et al 2009, Huang & Yeh 2006, Cheng et al. 2010).

Bei der Kopplung langjährig bewährter Modelle kann einerseits auf vorhandene Software und andererseits auf vielfältige Anwendungserfahrung mit den Einzelmodellen zurückgegriffen werden. Die bestehenden Grundwasser- und Oberflächenwassermodelle blicken bereits auf ein breites Anwendungsspektrum zurück und haben sich im Laufe der Zeit bewährt. So besteht ihr Vorteil gegenüber den neu entwickelten Gesamtmodellen darin, dass sie bereits an vielen Anwendungen getestet, plausibilisiert und verifiziert wurden. Dagegen ist die Modellstruktur der Gesamtmodelle neu entwickelt und muss erst an mehreren Testgebieten kalibriert und validiert werden. Daher sind sie für Langzeitsimulationen auf Einzugsgebietsebene, wie sie hier gefordert wurden, noch nicht einsetzbar. Als weiteren Vorteil bieten die gekoppelten Modelle die Möglichkeit getrennter Berechnung mit Einzelkomponenten im Vorfeld der Modellkopplung und, je nach Flexibilität der Kopplungssoftware, die parallele Anwendung von verschiedenen Kopplungskomponenten.

Erste Modellkopplungen wurden seit den 1970er Jahren vorgenommen. Pinder & Sauer (1971) simulierten die Speicherwirkung von Uferbereichen beim Auftreten einer Hochwasserwelle mit einem 1D-Fließgewässermodell und 2D-Grundwassermodell. Cunningham & Sinclair (1979) berechneten den Wasserhaushalt in einem Flusssystem in Nord-Nevada mit einem 1D-Fließgewässermodell und einem 2D-Grundwassermodell, während Freeze (1972) bereits ein 1D-Fließgewässermodell mit einem 3D-Grundwassermodell basierend auf der numerischen Lösung der Richards-Diffusionsgleichung (Richards 1931) zur Anwendung brachte. Erste Kopplungsversuche mit dem Einzugsgebietsmodell EGMO (dem Vorläufermodell von ArcEGMO) wurden mit dem Grundwassermodell FEFLOW durchgeführt (Pfützner 1994).

Die aktuelleren Anwendungen zeigen ein breites Spektrum an verschiedensten Modellkombinationen. Kim et al. (2008), Sophocleous & Perkins (2000) und Galbiati et al. (2006) verwenden eine Kopplung zwischen dem Oberflächenwassermodell SWAT und dem Grundwassermodell MODFLOW. Scibek & Allen (2006) koppeln das hydrologische Modell HELP (Schroeder et al. 1994) mit MODFLOW. Monninkhoff (2002) koppelt das WASY Grundwassermodell FEFLOW mit dem DHI Oberflächenwassermodell Mike11. Für das hydrologische Modellierungssystem WaSiM-ETH Version 2 besteht eine Kopplung zu einem 2D-Grundwassermodell (Schulla & Jasper 2007). Krause (2005) entwickelt das

Modell IWAN für das Haveleinzugsgebiet mit einer Modellkopplung von WaSiM-ETH Version 1 mit MODFLOW.

Für ArcEGMO wurden bislang Modellkopplungen zu folgenden Grundwassermodellen umgesetzt:

- dem Finite-Volumen-Grundwassermodell PCGEOFIM (Sames et al. 2008), das für die Modellierung in Gebieten mit komplexem geologischem Aufbau, wie z. B. der bergbaugeprägten Einzugsgebiete entwickelt wurde und mit dem die Simulation der Grundwasserströmung über Schichtsprünge bzw. austreichende Schichten möglich ist. Das gekoppelte Modell wurde bislang erfolgreich für Modellierungen in Bergbaufolgelandschaften eingesetzt und bietet z. B. die Möglichkeiten zur Abbildung der Entstehung und Auffüllung von Restseen (Mey et al. 2010, Chmielewski et al. 2009, Müller et al. 2003).
- dem Finite-Differenzen-Grundwassermodell MODFLOW (Harbaugh et al. 2000), mit dem zwei unterschiedliche Kopplungen bestehenden: eine wurde gemeinsam mit dem DGFZ für das 560 km<sup>2</sup> großen Unstrut-Einzugsgebiet entwickelt (Klößing et al. 2002), eine zweite wurde in Zusammenarbeit mit IHU für das bergbaugeprägte Geiseltal entwickelt.
- dem 2D-Grundwassermodell ASM (Kinzelbach & Rausch 1995), das für Tiefland-einzugsgebiete in Berlin und Brandenburg eingesetzt wird und in dieser Arbeit untersucht wird.
- dem Finite-Elemente-Grundwassermodell FEFLOW (Diersch, 1996), mit dem eine Kopplung zum Wasserhaushaltsmodell von ArcEGMO ohne die Berücksichtigung der Fließgewässer besteht.

Für die Auswahl eines Modells aus dieser Vielfalt sind weitere Kriterien entscheidend, die im Folgenden genauer beleuchtet werden sollen.

Die Komplexität der Grundwassermodelle unterscheidet sich maßgeblich nach ihrer **Dimensionalität**. Mit 2D-Modellen werden die Grundwasserleiter als einschichtig behandelt, sodass die horizontale Fließbewegung des Grundwassers abgebildet wird, während die vertikalen Fließbewegungen vernachlässigt werden. 3D-Grundwassermodelle bilden dagegen die Grundwasserströmung vertikal und lateral ab, sodass auch Grundwasserströmungen zwischen verschiedenen Aquiferen beschrieben werden können.

Der Einsatz eines 2D-oder 3D-Modells richtet sich nach der Fragestellung und den Gegebenheiten im zu untersuchenden Gebiet. Liegt der Fokus auf der Beschreibung eines Grundwasserkomplexes wird vornehmlich ein 3D-Grundwassermodell wie MODFLOW oder PCGEOFIM eingesetzt (Scibek & Allen 2006, Mey et al. 2010, Kim et al. 2008, Galbiati et al. 2006, Kalbus et al. 2009, Kalbus et al. 2008, Niswonger et al. 2006). 3D-Grundwassermodelle sind vor allem für mehrstöckige Grundwasserleiter oder zur Abbildung eines Wechsels zwischen gespannten und ungespannten Verhältnissen notwendig. Ihr Einsatz ist aber nur dann sinnvoll, wenn ausreichende Informationen über die komplex aufgebauten Grundwasserleiter vorliegen. Wenn hingegen die Abbildung des Oberflächenwassers und seine Interaktion mit unbedeckten und möglichst homogenen Aquiferen im Vordergrund steht, kann auch ein 2D-Grundwassermodell eingesetzt werden (Peyrard et al. 2008, Bakker & Anderson 2003, Pfützner et al. 2006, Doppler et al. 2007, Mey et al. 2008).

Generell sind für die Anwendung von 2D-Grundwassermodellen folgende Voraussetzungen (Dupuit-Forchheimer-Annahme) zu erfüllen: Der zu modellierende Grundwasserleiter sollte unbedeckt und weitgehend homogen aufgebaut sein und die Aquifermächtigkeit sollte im Verhältnis zu seiner Ausdehnung gering sein (Dupuit 1863, Forchheimer 1930). In der gekoppelten Modellierung ist zusätzlich das Verhältnis zwischen Aquifermächtigkeit und Fließgewässerbreite und -tiefe bei der Wahl des Grundwassermodells zu berücksichtigen, da es bei der Interaktion zwischen Grundwasser und Oberflächenwasser auch zu vertikalen Strömungen kommt (Haitjema et al. 2001).

Für die hier gesetzte Fragestellung wird ein 2D-Grundwassermodell als geeignet angesehen. Im Lietzengraben-Einzugsgebiet ist der Grundwasserleiter im gesamten Modellgebiet als unbedeckt und relativ homogen anzunehmen und durch seine Lage im Schlauchsander gut abgrenzbar. Im Luchseemodellgebiet dagegen sind die Verhältnisse im Untergrund weniger homogen. So liegen im Bereich des Wasserwerks und der Siedlung Krausnick teils bedeckte Grundwasserleiter (freundliche mündliche Mitteilung Herr Albert, Untere Wasserbehörde 2007), die die Wirkungsweite des Grundwassertrichters beeinflussen können. Gespannte Grundwasserverhältnisse sind teilweise auch im Gebiet der Stauchendmoränen der Krausnicker Berge zu erwarten. Die genaue Lage und Durchlässigkeit der gestauchten Schichten sind allerdings nicht ausreichend bekannt, um sie detailgetreu in einem 3D-Modell abzubilden. Die unterschiedlichen in der Vergangenheit für dieses Gebiet erstellten Grundwassergleichenpläne weichen stark voneinander ab und sind mit großen Unsicherheiten behaftet (freundliche mündliche Mitteilung Herr Albert, Untere Wasserbehörde 2007). Auf dem Großteil der grundwassernahen Flächen ist von ungespannten Grundwasserverhältnissen auszugehen, sodass ein 2D-Grundwassermodell für die Modellierung der Rückwirkung des Grundwassers auf das Oberflächenwasser ausreicht.

Die Oberflächen- und Grundwassermodelle können „**online**“ oder „**offline**“ miteinander gekoppelt werden. Während bei der Online-Kopplung die beiden Modelle so miteinander verbunden sind, dass ihre Berechnungen sich gegenseitig direkt beeinflussen, befindet sich im Falle der Offline-Kopplung die Schnittstelle außerhalb des Modellrahmens, sodass die berechneten Ergebnisse nur zu den definierten Austauschzeiten (also nach Beendigung eines Rechendurchlaufs) ausgetauscht werden und eine gegenseitige Beeinflussung während der Berechnung nicht möglich ist. So können z. B. die durch steigendes Grundwasser erhöhte Bodenevaporation und die daraus wieder resultierenden reduzierten Grundwasserstände nicht gemeinsam abgebildet werden. Um die zeitliche und räumliche Dynamik zwischen Oberflächenwasser und Grundwasser so genau wie möglich beschreiben zu können, ist eine „online-Kopplung“ erforderlich.

Die **Austauschzeit** zwischen den online gekoppelten Modellen richtet sich generell nach der Rechenschrittweite der einzelnen Modelle. Wenn die zeitliche Auflösung in beiden Modellen gleich ist, können die Berechnungsgrößen also in jedem Berechnungszeitschritt ausgetauscht werden. Ist die zeitliche Auflösung unterschiedlich, richtet sich das kleinstmögliche Austauschintervall nach dem Modell mit der gröberen zeitlichen Auflösung. Darüber hinaus können die Austauschintervalle aber auch seltener gewählt werden.

Sophocleous & Perkins (2000) stellen fest, dass große Unterschiede in der Größe der Berechnungszeitschritte von Grundwasser- und Oberflächenwassermodell numerische

Unstabilitäten erzeugen können und verwenden demzufolge den gleichen Zeitschritt (von einem Tag) in beiden Modellen. Zusätzlich verringern sich die numerischen Unstabilitäten auch mit einer höheren zeitlichen Auflösung. Welche zeitliche Auflösung aber notwendig ist hängt auch von der untersuchten Fragestellung ab. Gribrovszki et al. (2008) modellieren zeitlich hoch aufgelöst ein Auengebiet im westlichen Ungarn und weisen damit eine zeitliche Verzögerung zwischen Basisabfluss und Grundwasserabfluss von 1 bis 1,5 Stunden nach. Sind derart zeitlich hoch aufgelöste Ergebnisse von Interesse, muss das Austauschintervall kleiner sein als eine Stunde. Die Rechenzeiten erhöhen sich aber mit geringerer Zeitschrittweite. Eine hohe Auflösung von Rechenzeitschritten ist vor allem für die Modellierung von Hochwassersituationen sinnvoll; die in dieser Arbeit untersuchten Wassermangelgebiete sind jedoch durch langfristige Abflussbildungsprozesse geprägt, sodass diese hohe zeitliche Auflösung nicht erforderlich ist. ArcEGMO-PSCN-ASM bietet für Oberflächenwasser- und Grundwassermodell jeweils unterschiedliche, frei wählbare zeitliche Auflösungen. So wird das Einzugsgebietsmodell (Oberflächenwasser, Boden und Vegetation) im Minutenzeitschritt und das Grundwassermodell im Stundenzeitschritt gerechnet. Der Vorteil hiervon ist, dass so einerseits für das Oberflächenwassermodell hohe Ergebnisgenauigkeiten durch möglichst kleine Zeitschritte erzielt werden können und gleichzeitig eine möglichst geringe Berechnungsdauer für das Grundwassermodell durch eine geringere zeitliche Auflösung gewährleistet bleibt. Der Austauschzeitpunkt richtet sich dann nach dem Modell mit den größeren Rechenzeitschritten. Dies ist in der Regel das Grundwassermodell, da die Grundwasserbewegung – gegenüber den schnelleren Abflussprozessen an der Landoberfläche – langsamer abläuft.

Ferner richtet sich die zeitliche Auflösung auch nach den verfügbaren Eingangsdaten. In den später vorgestellten Modellierungsbeispielen mit ArcEGMO-PSCN-ASM liegen die meteorologischen Eingangsgrößen als Tageswerte vor. Eine zeitlich höhere Auflösung der Ergebnisse würde also eine Genauigkeit vortäuschen, die durch die Eingangsgrößen nicht begründet ist. Um dennoch numerische Unstabilitäten zu vermeiden, werden die Eingangswerte je nach gewähltem Berechnungszeitschritt unterteilt.

In jedem Fall muss nach einem geeigneten Austauschintervall gesucht werden, mit dem einerseits die Prozesse hinreichend genau abgebildet werden können und andererseits noch praktikable Rechenzeiten gewährleistet sind. Um das Verhältnis von Rechenzeiten und Ergebnisgenauigkeit zusätzlich zu verbessern, werden in ArcEGMO die Rechenzeiten in Zeiten mit hohem Wasserumsatz programmintern verkleinert, sodass die Zeiten mit größeren Veränderungen genauer abgebildet werden. Da die Austauschzeitschritte an die Rechenzeitschritte gekoppelt sind, wird gleichzeitig auch das Austauschintervall zwischen Grund- und Oberflächenwasser verringert und so die Ergebnisgenauigkeit heraufgesetzt.

Die **räumliche Auflösung** der Kopplungseinheiten zwischen Oberflächenwasser- und Grundwassermodell kann ebenfalls unterschiedlich umgesetzt werden. Im einfachsten Fall ist die Auflösung zwischen Grundwassermodell und Oberflächenwassermodell identisch, sodass die auszutauschenden Berechnungsergebnisse einen 1:1 Bezug haben. Ist die räumliche Auflösung zwischen Oberflächenwasser- und Grundwassermodell unterschiedlich, so müssen Übertragungsfunktionen für den Austausch gefunden werden.

Die räumliche Auflösung der Einzugsgebietsmodelle richtet sich oft nach der Verteilung der Oberflächenparameter (Boden, Vegetation, Flurabstand etc.), die meist als Polygondaten vorliegen. Flächen gleicher Oberflächeneigenschaften werden zu Flächen mit gleicher Grundwasserneubildung – zu HRU (hydrological response units in SWAT) bzw. HSU (hydrologically similar units) oder Elementarflächen und Hydrotape (in ArcEGMO) – zusammengefasst. Die Aggregierung wird angewendet, um die Anzahl der zu berechnenden Modelleinheiten und damit die Rechenzeiten zu verringern.

Die räumliche Auflösung der Grundwassermodelle basiert entweder auf Rasterzellen (Finite-Differenzen- bzw. Finite-Volumen-Methode, z. B. MODFLOW, PCGEOFIM) oder einem Dreiecksmaschennetz (Finite-Elemente-Methode, z. B. FEFLOW). Diese Elemente können aber im Zuge der Berechnung ebenfalls räumlich aggregiert werden. So arbeitet das von Kouwen (2010) entwickelte WATFLOOD mit Rasterzellen, die prozentual nach ihren Landnutzungen in „grouped response units“ (GRU) aufgeteilt sind. Für diese wird je nach Landnutzungs-kategorie die Grundwasserneubildung für die gesamte Zelle ermittelt und an das externe Grundwassermodell weitergeroutet. Die dabei verwendeten Rasterzellen haben Kantenlängen von 1 km für kleine Einzugsgebiete (ca. 100 km<sup>2</sup>) bis hin zu 25 km für subkontinentale Untersuchungsgebiete (Kouwen 2010). Allerdings können bei dieser starken Zusammenfassung der Modelleingangsgrößen auch wichtige Informationen verloren gehen, was zu Fehlern führen kann (Jyrkama & Sykes 2007).

Bei unterschiedlicher Auflösung von Oberflächenwasser- und Grundwassermodell werden Übertragungsfunktionen benötigt, die die Modellzellen der beiden Modellebenen einander zuordnen. Sophocleous & Perkins (2000) übertragen die räumlich gewichteten Simulationsergebnisse der SWAT HRUs über verschiedene Subroutinen an das Grundwassermodell MODFLOW. Kim et al. (2008) nutzen ein GIS, um die mit SWAT berechneten räumlich unabhängigen Grundwasserneubildungen an das MODFLOW-Modell zu übergeben. Jyrkama & Sykes 2007 bilden aus einem hochaufgelösten Eingangsdatensatz Zonen gleicher Grundwasserneubildung (mit dem Modell HELP, Schroeder et al. 1994) und übertragen diese auf die Rasterzellen des Grundwassermodells.

In der Modellierungsumgebung ArcEGMO (Becker & Pfützner 1986) wird bei der Berechnung der oberflächennahen Abflussprozesse die Aggregierung auf Elementarflächen (Flächen gleicher Oberflächenverhältnisse) verwendet. Sie werden aus dem kleinsten gemeinsamen Nenner der polygonbezogenen Eingangsdaten gebildet, sodass die resultierenden Elementarflächen ebenso Polygone sind und die räumliche Differenziertheit bei der Aggregierung bestehen bleibt. Daher können sie die Oberflächenverhältnisse genauer abbilden als es mit Rasterdaten möglich ist. Im Falle der Grundwasserkopplung in der Modellierungsumgebung ArcEGMO kann die räumliche Auflösung des Oberflächenwassermodells sowohl polygonbezogen als auch rasterbezogen sein. Bei der Kopplung zu rasterbezogenen Grundwassermodellen wie ASM, MODFLOW und PCGEOFIM ist die Verwendung des Grundwassermodellrasters am besten geeignet. Um dabei eine möglichst hohe räumliche Differenzierung zu gewährleisten, müssen die Grundwasserrasterzellen möglichst klein gewählt werden.

Bei gleicher Auflösung zwischen Oberflächenwasser- und Grundwassermodell ist die Größe der Berechnungseinheiten für die Ergebnisgenauigkeit ausschlaggebend. Dutta & Nakayama (2009) untersuchen den Effekt verschiedener Rasterzellengrößen (50 m bis



1000 m) im Modell IISDHM (Jha et al. 1997) auf Ergebnisse des Oberflächenabflusses in einem japanischen Einzugsgebiet. Sie stellen fest, dass die kleinste verwendete räumliche Auflösung von 50 m die besten Ergebnisse, besonders hinsichtlich der Abflussspitzen erzeugt, was vor allem auf die genauere Abbildung des Gefälles innerhalb des Einzugsgebietes zurückzuführen ist. Auch Haitjema et al. (2001) stellen fest, dass die Ergebnisse umso genauer werden, je kleiner die Rasterzellen des Modells sind. Die Dimensionalität der Grundwassermodelle hat keinen Einfluss auf die Größe dieser Fehler. Mehl & Hill (2010) untersuchen die Wechselwirkungen zwischen Fließgewässern und Grundwasserleitern für verschiedene räumliche Auflösungen und stellen fest, dass sowohl für 2D- als auch für 3D-Modelle große Fehler auftreten können, wenn die Raumeinheiten zu groß gewählt werden. Für hinreichend genaue Ergebnisse sollte die maximale Zellengröße dem empirischen Parameter  $\lambda$  entsprechen, der von der Aquifermächtigkeit und dem Fließwiderstand zwischen Fließgewässer und Aquifer abhängig ist (Haitjema 2005). Für die in dieser Arbeit vorgestellten Beispiele werden sowohl das Oberflächenwasser- als auch das Grundwassermodell mit einer Auflösung von 25 m Raster modelliert, womit eine räumlich sehr hohe Auflösung für beide erzielt wird.

Die Austauschpfade und die Austauschgrößen zwischen Grundwassermodell und Oberflächenwassermodell sind in Abbildung 2-2 dargestellt.

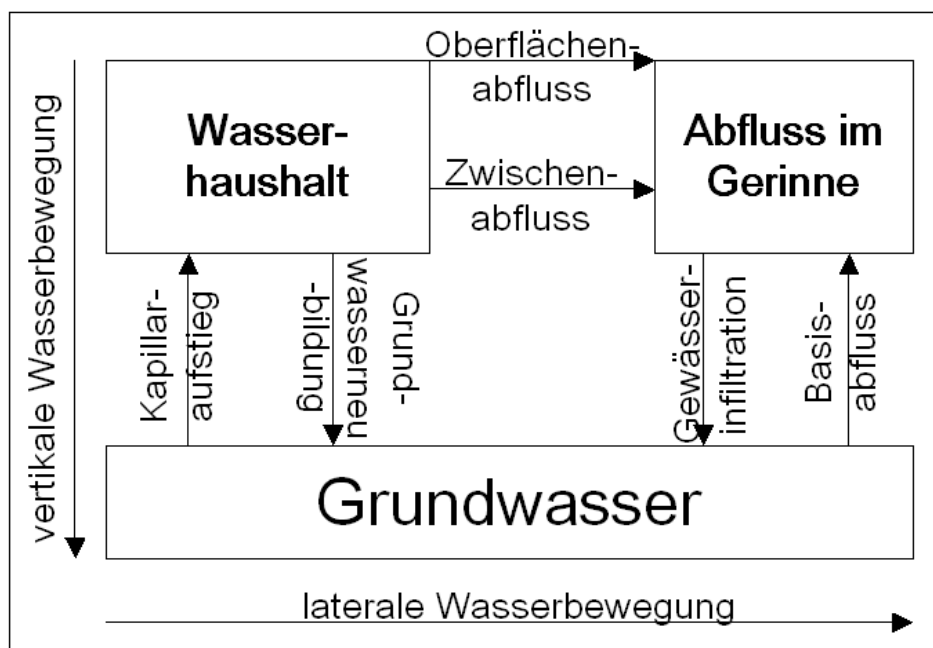


Abbildung 2-2: Austauschgrößen bei der Kopplung zwischen Oberflächen und Grundwassermodell

Die Interaktion mit dem Grundwasser erfolgt dabei über zwei Austauschwege: Einerseits über die ungesättigte Zone (Grundwasserneubildung, Bodenwasserentzug), andererseits über die Gewässer (Basisabfluss, Sickerwasserverluste).

Im Folgenden werden diese beiden Pfade ausführlicher beschrieben.

## 2.2 Interaktion zwischen Oberflächengewässer und Grundwasser

Die Wechselwirkungen zwischen Grund- und Oberflächenwasser sind besonders auf grundwassernahen Standorten von Bedeutung. Im Tiefland ist dieser Kontakt vor allem entlang der Fließgewässer und in Feuchtgebieten lokalisiert (Scibek & Allen 2006, Winter et al. 1998). Im Gegensatz zu gebirgsgeprägten Einzugsgebieten, in denen die Abflussbildung überwiegend über die schnellen oberflächennahen Abflusskomponenten bestimmt wird (Bronstert & Plate 1997, Kirkby 1988), ist in Tieflandeinzugsgebieten der Basisabfluss die maßgebliche Abflusskomponente. Während Extremabflüsse auch im Flachland durch den Oberflächenabfluss oder schnellen Grundwasserabfluss verursacht werden und in direktem Zusammenhang mit Starkniederschlägen stehen, werden die mittleren Abflüsse und Trockenwetterabflüsse stark bis fast ausschließlich durch den Basisabfluss aus dem Grundwasser gespeist (Dingman 1994, Dyck & Peschke 1995, Nützmann & Mey 2007).

Eine wichtige Funktion als natürliche Puffer für die Abflussbildung haben Auenbereiche durch ihre Grundwasseranbindung. Die Austauschrichtung kann dabei saisonal unterschiedlich sein, sodass influente Verhältnisse im hydrologischen Winterhalbjahr vorherrschen und effluente Verhältnisse im hydrologischen Sommerhalbjahr vermehrt auftreten. Der Wechsel kann aber auch in viel kürzeren Zeiträumen auftreten, da zu niederschlagsstarken Zeiten der Wasserstand im Vorfluter schneller steigt als der Grundwasserstand. So kann Wasser in den Uferbereich infiltrieren, das später nach dem Durchlaufen des Abflussscheitels langsam wieder abgegeben werden kann (Gribovszki et al. 2008). Zu Zeiten geringer Niederschläge sinkt der Fließgewässerwasserstand unter den des Grundwassers ab, sodass der Abfluss aus dem Grundwasser über den Basisabfluss gespeist wird. Über lange Sicht und auf Einzugsgebietsebene sollten sich diese beiden Prozesse im Gleichgewichtszustand befinden, sofern der Wasserhaushalt nicht durch klimatische oder anthropogene Eingriffe einem Trend unterlegen ist (Hundecha & Bárdossy 2004, Winter et al. 1998). Lokal kann es jedoch an bestimmten Vorfluterabschnitten zu sehr unterschiedlichen Ausprägungen von einseitigen Volumenflüssen zwischen beiden Medien (Grundwasser und Vorflutwasser) kommen. Rückstaubereiche, in denen der Vorflutwasserstand (künstlich) ganzjährig oberhalb der Grundwasseroberfläche liegt, oder entkoppelte Oberflächengewässer (Nützmann & Mey 2007), deren Sohle oberhalb des Grundwasserspiegels liegt, speisen ganzjährig das Grundwasser. Dagegen werden Seegebiete oder Feuchtgebiete häufig durchgehend aus den höher gelegenen Gebieten gespeist und zehren durch ihre hohe Verdunstung und das aus höheren Gebieten nachströmende Wasserangebot (LUA 2004, Winter et al. 1998).

Zur Beschreibung dieser wechselnden Verhältnisse im Modell reicht ein einfaches Niederschlags-Abflussmodell oder ein Grundwassermodell mit Oberflächengewässern als Randbedingung, wie oben bereits ausführlich beschreiben, nicht aus. Um die Interaktionen zwischen Grundwasser und Oberflächengewässern im Modell zeitlich differenziert abbilden zu können, müssen die Oberflächengewässerstände im Modell frei beweglich sein und die Wasserstände in Abhängigkeit vom Grundwasserzustrom und dem Zustrom aus dem Oberliegergewässerabschnitt in jedem Zeitschritt neu ermittelt werden. Für die Ermittlung der Wasserstände ist die Vorgabe von Gewässerprofilen (Fließquerschnitten) der Fließgewässer bzw. Speicherinhaltslinien für Standgewässer notwendig, anhand der

die Wasserstände aus den im Fließgewässerabschnitt befindlichen Wasservolumen abgeleitet werden können.

Für die Beschreibung der Fließgewässer stehen hydrologische und hydraulische Ansätze zur Verfügung, von denen die Saint-Venant-Gleichung – zur Beschreibung der Massen- und Impulserhaltung – häufig eingesetzt wird (Gallagher & Doherty 2007, Bauer et al. 2006, Gunduz & Aral 2005). Diese Ansätze können in dynamische, kinematische und diffusive Ansätze untergliedert werden, die sich in der Art und Weise der Lösung der Saint-Venant-Gleichungen (vollständige Lösung oder Lösung einzelner Terme) unterscheiden (Schramm 2003). Der Einsatz der jeweiligen Ansätze wird durch die Fragestellung bestimmt, so ist z. B. zur Beschreibung von Beschleunigungseffekten nur die dynamische Methode, wie sie in den Modellen HEC-RAS (Brunner 2006) und MIKE11 (DHI 2010) zum Einsatz kommt, geeignet. Urbano et al. (2006) setzen das numerische Modell SECOFLOW\_3D (Knupp 1996) ein und modellieren den Austausch mit einem dynamischen Oberflächengewässer, das sich überall dort bildet, wo Grundwasser an die Oberfläche tritt. Cardenas & Zlotnik (2003) entwickelten einen Ansatz, der das heterogene Flussbett als Interaktionsmedium zwischen Oberflächenwasser und Grundwasser mittels eines hydraulischen 3D-Oberflächenansatzes abbildet.

Allerdings sind die sehr detaillierten Betrachtungen derart heterogener Prozessabbildung aufgrund des erhöhten Rechenaufwands und der hohen Anforderungen an die Inputdaten auf kleinskalige Anwendungen begrenzt und daher auf Flussgebietsebene nicht praktikabel einsetzbar (Kollet & Zlotnik 2007). Für genaue Profilbeschreibungen auf Einzugsgebietsebene (vor allem für kleinere Fließgewässer) sind meist Neuvermessungen notwendig; zur Aufwandsminimierung wird daher zwischen den wenigen vorhandenen Profilvermessungen interpoliert. Hydraulische Ansätze, die auch die Verteilung der Fließgeschwindigkeit im Fließquerschnitt beschreiben, würden in diesem Fall eine mit der Datenbasis nicht in Einklang stehende Genauigkeit vortäuschen, sodass für großräumige Berechnungen auf die hydrologischen Ansätze (z. B. Muskingum, Kalinin-Miljukov, u.a.) zurückgegriffen wird.

Die hydrologischen Modelle, wie sie z. B. von Krause et al. (2007), Rieger & Disse (2009) und Wu et al. (2008) eingesetzt werden, bieten den Vorteil, dass sie einfachere Ansätze (wie z. B. die Speicherkaskaden) verwenden, deren Berechnung einfacher ist als das Lösen des Systems nichtlinearer, partieller Differentialgleichungen der Saint-Venant-Gleichung. Auch wenn die hydrologischen Modelle lokale Beschleunigungen im Gewässer gegenüber den Einflüssen aus Gravitation und Sohlreibung vernachlässigen, so ermöglichen sie dennoch „eine näherungsweise Analyse der Ausbreitungsprozesse bei allmählich instationären Abflüssen“ (Schramm 2003, Seite 4).

Für die Modellierung der in dieser Arbeit untersuchten Gebiete wurde im Modellierungssystem ArcEGMO-PSCN-ASM der Ansatz nach Kalinin-Miljukov (Rosemann & Vedral 1971) gewählt, der in Abhängigkeit der pro Fließgewässerabschnitt vorzugebenden Rauigkeitsparameter (Manning-Strickler-Wert) die mögliche Durchflussmenge pro Zeitschritt bestimmt. Die für die Berechnung der Austauschmengen zwischen Oberflächengewässer und Grundwasser benötigten Fließgewässerwasserstände werden über Wasserstands-Abflussbeziehungen ermittelt.

Für die Beschreibung der Austauschmenge zwischen Grundwasser und Oberflächenwasser ist generell der Wasserstand in beiden Medien maßgeblich. Die ausgetauschte Wassermenge bewegt sich in Richtung des Mediums mit dem geringeren Wasserstand. Liegt dabei der Grundwasserstand unter der Gewässersohle wird anstelle der Wasserstands Differenz nur der Wasserstand im Fließgewässer in die Berechnung einbezogen. Dabei werden die in Abbildung 2-3 dargestellten drei Fälle unterschieden:

1. Liegt der Grundwasserstand höher als der Wasserstand im Fließgewässer, kann das Grundwasser ein zu berechnendes Wasservolumen an den Fließgewässerabschnitt abgeben (effluente Verhältnisse). Die Infiltration erfolgt dabei über das gesamte Gewässerbett bis zur Höhe des Grundwasserstandes. Dabei kann es vorkommen, dass der Grundwasseraustritt auch oberhalb des Fließgewässerswasserstandes liegt.
2. Ist der Wasserstand im Fließgewässer höher als der des Grundwassers, kann das Wasser aus dem Vorfluter in den Aquifer infiltrieren (influente Verhältnisse). Dabei wird wiederum zwischen zwei Fällen unterschieden:
  - a) Liegt der Grundwasserstand oberhalb der Fließgewässersohle, kann das Wasser sowohl über die Fließgewässersohle als auch über die durchlässigen Uferbereiche zum Grundwasser infiltrieren.
  - b) Liegt der Grundwasserstand unterhalb der Fließgewässersohle, ist die Infiltrationsrichtung vertikal über die Fließgewässersohle gerichtet.

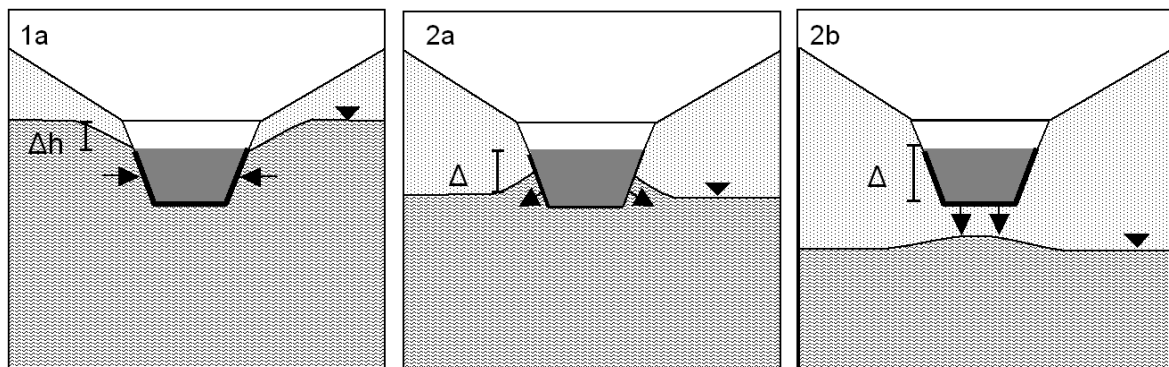


Abbildung 2-3: Austausch zwischen Grundwasser und Oberflächenwasser

Ein besonderer Fall ist daneben ein vom Grundwasser durchströmtes Gewässer, das also an einem Ufer gespeist wird und am anderen Wasser verliert (Woessner 2000). Diese Situation kann im Modell nur dann abgebildet werden, wenn an den beiden Ufern unterschiedliche Grundwasserstände berechnet werden können, also dann, wenn die Gewässersohle breiter ist als die Kantenlänge der Zellen im Grundwassermodell an dieser Stelle. In den hier vorgestellten Modellbeispielen haben die Fließgewässer geringere Sohlbreiten als die Rasterzellen des Grundwassermodells, sodass dieser Fall dort nicht auftreten kann.

Der Austausch zwischen Oberflächengewässer und Grundwasser erfolgt über die hyporheische Zone. Diese kann über physikalische Ansätze beschrieben werden, mit denen die Wasserbewegung zwischen Oberflächengewässer und angrenzenden Bodenraum berechnet wird (Bruen & Osman 2004). Die Fließgewässersohle und gegebenenfalls die Uferbereiche sind dabei als Fließwiderstand (dem Leakagefaktor) beim Austausch

zwischen Fließgewässer und Grundwasser zu verstehen (Doppler et al. 2007): Levandowski et al. (2009) quantifizieren geringere Durchlässigkeiten der Muddeschicht an einem Spreeabschnitt ( $k_F = 5 \cdot 10^{-4}$ ) gegenüber den Durchlässigkeiten des benachbarten Grundwasserleiters ( $k_F = 1,5 \cdot 10^{-4}$ ).

In der Kombination mit 2D-Grundwassermodellen wird für die hyporheische Zone häufig der Ansatz nach Rushton & Tomlinson (1979) verwendet (Stauffer et al. 2008). Mit diesem werden Infiltration und Exfiltration in Abhängigkeit von der Wasserstandsdifferenz zwischen Fließgewässer und Grundwasserstand bezogen auf die Länge der Austauschstrecke (linienbasiert) oder die Fläche der Fließgewässerabschnitte (flächenbasiert) unter Einsatz eines Leakagefaktors berechnet (siehe Gleichung 13, Kapitel 3). Der Ansatz wird aber auch in Kopplung mit 3D-Modellen genutzt, so z. B. durch Krause (2005) in dem Modell IVAN. Sind die Berechnungseinheiten in Grundwasser- und Oberflächengewässermodell Rasterelemente (wie es bei der Kopplung mit rasterbasiert arbeitenden Grundwassermodellen wie z. B. MODFLOW, ASM, PCGEOFIM der Fall ist), berechnet sich die Austauschfläche aus der Fließgewässerbreite und einer Seite der Rasterelemente. In den meisten Modellen bezieht sich der Leakagefaktor auf den gesamten benetzten Fließgewässerquerschnitt und ist daher nicht mit der Durchlässigkeit der Sohlkolmation gleichzusetzen, sondern ist als mittlere Durchlässigkeit zwischen Sohle und Ufer zu verstehen.

Da sich die Durchlässigkeiten von Sohl- und Uferbereichen unterscheiden, werden in einigen Modellen nichtlineare Beziehungen oder Funktionen verwendet, die in Abhängigkeit vom Wasserstand wechseln können. So stellen Blaschke et al. (2003) eine abflussabhängige Variation der Leakagekoeffizienten fest, vor allem im Hochwasserfall, da der Austausch zwischen Fließgewässer und Grundwasser über die besser durchlässigen Uferbereiche erfolgt.

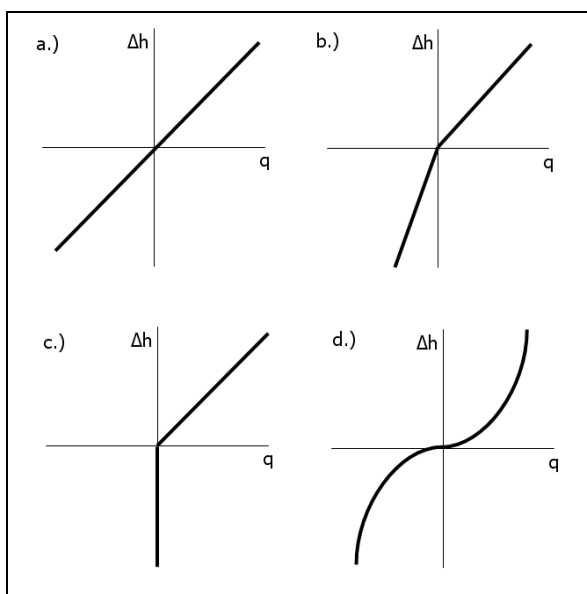


Abbildung 2-4: Verschiedene Beschreibungen des Wasserflusses  $q$  zwischen Fließgewässer und Grundwasser als eine Funktion der Wasserstandsdifferenzen  $\Delta h$  zwischen beiden Medien (nach Rushton & Tomlinson 1979)

Neuere Arbeiten (Frei et al. 2009, Fleckenstein & Fogg 2008, Kalbus, et. al 2009, Brookfield et al. 2009, Niswonger & Fogg 2008, Dahl et al. 2007, Zimmermann & Elsenbeer 2008, 2009) untersuchen die Wirkung der Flussbettheterogenitäten hinsichtlich des Austausches zwischen Aquifer und Fließgewässer. Die Mächtigkeiten und die räumliche Verteilung der hyporheischen Zone sind in den meisten Fällen allerdings nicht genau bekannt, und auch im Feld lässt sich der Leakagefaktor nur schwer bestimmen (Calver 2001, Lewandowski et al. 2009, Nützmann & Lewandowski 2009, Wiese & Nützmann 2009). Hinzu kommt, dass die Kolmationsschicht auch zeitlichen und räumlichen Schwankungen unterliegt, das bedeutet, dass sich die Durchlässigkeit der hyporheischen Zone nicht nur entlang des Fließlängsschnittes und im Fließquerschnitt verändert, sondern dass auch zeitliche Schwankungen (täglich bis saisonal) beobachtbar sind (Constantz et al. 1994, Krause et al. 2007). Zeitliche Variationen sind einerseits durch Kolmationszyklen bedingt, wenn z. B. durch ein Hochwasserereignis die Kolmationsschicht abgetragen wird oder wenn es in Ruhigwasserphasen zu Ablagerungen kommt, wie von Blaschke et al. (2003), Cunningham et al. (1997) und Schälchli (1993) beschrieben. Andererseits kann es aber auch bei gleich bleibender Mächtigkeit der Kolmationsschicht durch Temperaturschwankungen – und der damit einhergehenden veränderten Viskosität des Wassers – zu Durchlässigkeitsänderungen kommen (Constantz et al. 1994), die nach Blaschke et al. (2002) 30 bis 40% ausmachen können. Zusätzlich müssen auch die biogene Kolmation bzw. Dekolmation berücksichtigt werden, die nach Erkenntnissen von Ibisch (2004) die Durchflussraten um knapp 50% verändern können. Die Auswirkungen der verschiedenen Faktoren auf die Durchlässigkeit der hyporheischen Zone können erheblich sein: Stauffer et al. (2008) und Wiese & Nützmann (2009) beobachteten Änderungen des Leakagefaktors um zwei Größenordnungen. Diese gravierenden Veränderungen können auf Einzugsgebietsebene auch mit physikalischen Modellen nicht in ihrer Differenziertheit abgebildet werden, was den Einsatz von einfachen Modellansätzen rechtfertigt, in denen der Leakagefaktor anfangs nur grob abgeschätzt wird und im Rahmen der Modelleichung als Kalibrierungsfaktor verwendet wird.

In ArcEGMO-PSCN-ASM wird mit einem räumlich differenzierten Leakagefaktor gearbeitet, mit dem der Austausch zwischen Grundwasser und Oberflächengewässer in Abhängigkeit von den Wasserstandsdifferenzen zwischen beiden Medien ermittelt wird. Zusätzlich wird hier zwischen Infiltration und Exfiltration unterschieden, indem ein Reinfiltrationsfaktor verwendet wird, der das Verhältnis zwischen Infiltrations- und Exfiltrationsgeschwindigkeit definiert. Damit kann der Hysterese-Effekt unterschiedlicher Austauschkapazitäten bei gleichen Wasserstandsdifferenzen zwischen effluenten und influenten Bedingungen abgebildet werden und es wird der Tatsache Rechnung getragen, dass die Austauschprozesse nicht in beide Richtungen gleich verlaufen, sondern dass aufgrund von Kolmationsbildungen an der Gewässersohle der Reinfiltrationsprozess verlangsamt abläuft (Rushton 2007, Osman & Bruen 2002).

Die Austauschhäufigkeit der Wasserstände zwischen beiden Medien richtet sich wiederum nach der oben schon beschriebenen Rechenzeitschrittweite. Je größer die ausgetauschte Wassermenge ist, desto eher kann sich durch sie die Reaktion des jeweils anderen Modells verändern, sodass innerhalb der Zeitschritte Iterationen gerechnet werden müssen. In den oben erwähnten Gesamtmodellen wird daher die Interaktion zwischen Gewässer und Grundwasser mit einer globalen Matrix-Struktur simultan

berechnet (Peyrard et al. 2008, Gunduz & Aral 2005), sodass keine Iterationen nötig sind und schnellere und zudem präzisere Ergebnisse geliefert werden.

Für die gekoppelten Modelle müssen die Zeitschritte so gewählt werden, dass die ausgetauschten Wassermengen so klein sind, dass keine Schwingungen entstehen und ein ständiger Wechsel zwischen influenten und effluenten Verhältnissen vermieden wird. In den später vorgestellten Anwendungsbeispielen beträgt das Austauschintervall zwischen Grund- und Oberflächenwassermodell eine Stunde und wurde für feuchte Perioden (in denen größere Wassermengen vom Oberflächenmodell an das Grundwassermodell übergeben werden müssen, was zu stärkeren Schwankungen führen kann) programmintern herabgesetzt.

Während der Austausch zwischen Oberflächenwasser und Grundwasser über die Fließgewässer schneller erfolgt als über das Bodenwasser, und daher die Grundwasserstände in Fließgewässernähe einen starken zeitlichen Zusammenhang mit dem Wasserstand im Fließgewässer zeigen, nimmt der Einfluss der Grundwasserneubildung auf die Grundwasserstände mit der Entfernung von den Fließgewässern zu (Scibek & Allen 2006). Auf fließgewässerfernen Flächen erfolgt daher die Interaktion zwischen Oberflächenwasser und Grundwasser über die ungesättigte Zone. Die dabei im Vordergrund stehenden Prozesse werden im folgenden Kapitel genauer betrachtet.

## **2.3 Interaktion zwischen ungesättigter und gesättigter Zone**

Die Grenze zwischen ungesättigter Zone und Grundwasser ist die Schnittstelle zwischen Grundwasser und Wasserhaushaltsmodell. Dabei beschreibt die Grundwasseroberfläche definitionsgemäß die Grenze zwischen gesättigter und ungesättigter Zone abzüglich der kapillaren Aufstiegshöhe (Murawski 1992). Die Grundwasseroberfläche, und damit auch die Perkolationsstrecke des Infiltrationswassers zum Grundwasser, sind saisonalen Schwankungen unterworfen. Je nach Sickerwasserbildungs menge füllt sich der Grundwasserspeicher über das hydrologische Winterhalbjahr schneller oder langsamer auf und erreicht seinen Höchststand meist zwischen März und Mai, während der Tiefststand am Ende des hydrologischen Sommerhalbjahres zwischen August und Oktober eintritt. So kann es zu dem bereits erwähnten Wechsel zwischen grundwassernahem und grundwasserfernem Zustand kommen.

Eine Zunahme der Bodenwasserspeichermenge erfolgt hauptsächlich über infiltrierendes Niederschlagswasser. Zusätzlich führt in die ungesättigte Zone aufsteigendes Grundwasser über die Anhebung des Kapillarsaums zu einer Verringerung des möglichen Bodenwasserspeicherraumes. Jede einzelne Bodenschicht kann so lange Wasser aufnehmen, bis ihr Speicher ( $n_{FK}$ ) gefüllt ist (erreichen der Feldkapazität) (Scheffer & Schachtschabel 1992). Überschüssiges Bodenwasser wird in Abhängigkeit von der Durchlässigkeit an tiefere Bodenschichten weitergegeben und erhöht den Grundwasserspiegel (Hölting 1996). Eine Zehrung des Bodenwasserspeichers kann über die Perkolations zum Grundwasser aber auch über den Entzug durch Pflanzenwurzeln oder Bodenevaporation erfolgen. Eine Zehrung des Grundwassers, also ein Absinken des Grundwasserstands, kann über den kapillaren Aufstieg (wenn dieser so stark ist, dass die Pflanzenwurzeln oder die Bodenevaporation den Kapillarsaum erreichen), durch den lateralen Abstrom in

tiefer gelegene Gebiete oder Grundwasserentnahmen (Grundwasserbrunnen) stattfinden. Die Prozesse der Zehrung und Nhrung sind eng miteinander verbunden: So führt erhöhte Grundwasserneubildung zum Grundwasseranstieg, der eine Verdunstungserhhung zur Folge haben kann, sofern durch diesen ein Wechsel zur grundwassernahen Situation erfolgt ist. Die erhöhte Verdunstung reduziert wiederum die mögliche Versickerungsmenge und der Grundwasseranstieg wird verlangsamt oder sogar ganz gestoppt.

Um diese gegenseitige Beeinflussung von Bodenwasser und Grundwasser realitätsnah abzubilden, ist eine Kopplung zwischen Bodenwasser- und Grundwassermodell notwendig. Vor allem auf grundwassernahen und fließgewässerfernen Gebieten ist sie für die Berechnung des Wasserhaushalts im Einzugsgebiet erforderlich.

Während die Oberflächengewässer-Grundwasser-Interaktion in den meisten Modellen berücksichtigt wird, wird der Austausch des Grundwassers mit den benachbarten Landflächen oft vernachlässigt (Krause 2005, Andersen 2004). Einige Modelle, wie die der HYDRUS-Gruppe (imunek et al. 1999), sind jedoch besonders auf die Wechselwirkung zwischen ungesättigter und gesättigter Zone ausgelegt, sodass auch die Simulation der ungesättigten Zone unter einem Fließgewässer möglich ist.

Im Modell lässt sich die Bodenwasserbewegung am genauesten mit 3D-Ansätzen wie beispielsweise der Darcy-Gleichung oder der Richards-Gleichung beschreiben. Letztere simuliert die Bodenwasserbewegung über den physikalischen Ansatz der Mehrphasenströmung, das heißt über die unterschiedlichen Druckpotenziale in der wasserungesättigten Zone (Bear 1972). Eine derart detaillierte Bodenwassermodellierung bieten z. B. die Modelle BOWAM (Gurtz 1988), HILLFLOW (Bronstert 1994), SAKE (Merz 1996), HYDRUS (imunek et al. 1999) oder CATFLOW (Maurer 1997). Die Richards-Gleichung stößt jedoch bei stark heterogenen Böden und in großen Einzugsgebieten an ihre Grenzen (Jyrkama & Sykes 2007), da sie mit extrem hohen Rechenzeiten numerisch aufwändig und mit einem hohen Eingangsdatenbedarf nur zeitlich und räumlich begrenzt anwendbar ist. So modellieren z. B. Bradley & Gilvear (2000) die Interaktion zwischen ungesättigter und gesättigter Zone in Abhängigkeit vom Feuchtegehalt in einem nur zehn Hektar großen Auengebiet über einen kurzen Zeitraum von 25 Tagen.

Auf Einzugsgebietsebene wird daher die Bodenwasserbewegung am praktikabelsten über 2D-Kapazittsanstze beschrieben. Mit diesen werden die vertikalen Bodenwasserbewegungen mittels der Änderung des Bodenwasserspeichers in Abhängigkeit von den bodenphysikalischen Speichergrößen und der bodenartspezifischen kapillaren Aufstieghöhe berechnet. Dabei wird zwischen Einschicht- und Mehrschichtkapazittsanstzen unterschieden (Addiscott & Wagenet 1985, Koitzsch 1977, Glugla 1969). Während die Bodenzone in den Einschichtmodellen lediglich als ein homogener Speicherraum dargestellt wird, können die Bodenprofile in den Mehrschichtmodellen mit ihren verschiedenen Bodenhorizonten detaillierter abgebildet werden. Die dafür benötigten Inputdaten sind bodenphysikalische Speichergrößen, die über die flächendeckend vorhandenen Bodenkarten recherchiert werden können. Während die Einschichtmodelle mittlere Speichergrößen des gesamten Bodenprofils verwenden, werden in den Mehrschichtmodellen horizontbezogene Parameter erwartet.

Der Nachteil von Einschichtmodellen ist, dass sowohl das Durchsickern als auch die Zehrung durch die Vegetation über das gesamte Bodenprofil gleichermaßen erfolgt,



während bei den Mehrschichtmodellen das Durchsickern Schicht um Schicht durchläuft und die Transpirationszehrung auf die durchwurzelten Bodenschichten begrenzt ist. So stellen z. B. Scibek & Allen (2006) bei einer Sensitivitätsuntersuchung verschiedener Parameter auf die Grundwasserneubildung fest, dass die Bodenmächtigkeit den größten Einfluss auf die Grundwasserneubildung hat: Je dicker die Bodenschicht ist, desto geringer ist die Grundwasserneubildung. Dieser Effekt könnte auf einen ansteigenden Bodenspeicher bei Erhöhung der Bodendicke zurückgeführt werden, sollte sich aber über einen längeren Zeitraum relativieren, sobald der Bodenspeicher einmal aufgefüllt ist. Die Reduzierung der Grundwasserneubildung kann also nur über mögliche höhere Zehrung aus einem größeren Bodenspeicher erklärt werden. In Mehrschichtmodellen ist diese Zehrung in Abhängigkeit von der Wurzeltiefe bzw. der kapillaren Aufstiegshöhe begrenzt.

Im Modell WaSiM-ETH Version 1 (Schulla & Jasper 1998) wird das Bodenwasser basierend auf dem TOPMODEL-Ansatz (Beven & Kirkby 1979) auf verschiedene Speicher aufgeteilt, die ihrerseits durch Austauschprozesse untereinander kommunizieren (Niehoff 2002).

In Mehrschichtmodellen (wie in PSCN, SWIM, SWAT) werden die Bodenschichten nacheinander – unter Verwendung der bodenphysikalischen Speichergrößen für jeden Bodenhorizont – durchsickert. In dem in dieser Arbeit verwendeten PSCN-Modul innerhalb von ArcEGMO wird für die Beschreibung des Bodenwassers das Mehrschicht-Kapazitätsmodell nach Koitzsch (1977) und Glugla (1969) eingesetzt. Für den Lockergesteinsbereich wird die aus der Bodenkarte entnommene Bodentiefe für die Modellierung auf 2500 mm vergrößert, da von einer tieferen Durchwurzelung als die der angegebenen Bodenprofiliefen (oftmals nur ~1m) ausgegangen werden muss. Wenn Festgestein im Untergrund ansteht, wird die Bodentiefe entsprechend begrenzt.

Neben der nach unten gerichteten Bodenwasserbewegung ist – besonders für die Beschreibung von Wassermangelsituationen – die Berücksichtigung der Zehrung aus dem Boden wichtig. Nicht nur die Verdunstung von der Bodenoberfläche, sondern auch die Zehrung über die Pflanzenwurzeln kann den Bodenwasserhaushalt erheblich beeinflussen. Durch die kapillaren Aufstiegskräfte infolge der Wasserspannung in den feinen Bodenporen kann Wasser aus tiefen Bodenschichten in höhere transportiert werden und somit für den Vegetationsentzug und die Bodenevaporation zur Verfügung stehen. Modelle die keinen Kapillaraufstieg berücksichtigen, wie z. B. HELP (Jyrkama & Sykes 2007), sollten daher nur für die Modellierung von humiden Gebieten herangezogen werden.

Im Modell WASIM-EHT Version 1 ist die Bodentiefe nach unten hin nicht begrenzt, die Verdunstung aus tieferen Schichten ist allerdings über die kapillare Aufstiegshöhe limitiert: Für die oberflächennahen Schichten wird nur so lange Bodenwasser zur Verdunstung bereitgestellt, wie es pflanzenverfügbar ist.

Für die einfachen Ansätze im PSCN-Modul wird die bodentypabhängige kapillare Aufstiegshöhe durch Messwerte vorgegeben oder aus der KA 4 (AG Boden 1994) bzw. KA5 (AG Boden 2005) abgeleitet. Der Vegetationsentzug wird dann über eine möglichst realistische Durchwurzelungstiefe (teilweise über saisonal-dynamische Zeitfunktionen s. u.) bestimmter Vegetationsarten festgelegt, sodass auf Standorten mit flach wurzelnder Vegetation ein Entzug aus tieferen Bodenschichten nicht stattfinden kann.

Auch wenn es viele Modelle gibt, die den Bodenwasserhaushalt detailliert abbilden, so vernachlässigen doch die meisten die Interaktion zwischen Bodenwasser und Vegetation, wie z. B. veränderte Evapotranspirationszehrungen infolge gestiegener Grundwasserstände (Krause & Bronstert 2007). Die neuen Modellentwicklungen nehmen sich aber zunehmend diesem Mangel an: So verfügt die neueste Version von HYDRUS (Langergraber & Šimůnek 2005) zusätzlich über eine Interaktionsmöglichkeit zwischen Grundwasser und bepflanzttem Bodenkörper (constructed wetlands). Nachteilig ist dabei allerdings immer noch, dass die Einsatzfähigkeit von HYDRUS auf die kleinskalige Ebene von wenigen hundert Metern beschränkt ist.

Zusätzlich wirken sich auch anthropogene Landnutzungsänderungen auf die Interaktion zwischen Oberflächenwasser und Grundwasser aus, wie es Winter et al. (1998) deutlich machen. Modellierungen der Einflüsse durch Landnutzungsänderung auf den Wasserhaushalt werden meist anhand von verschiedenen Simulationsszenarien untersucht (Huisman et al. 2009, Pöhler 2006, Rieger & Disse 2009), in welchen der Ausgangszustand und der veränderte Zustand gegenübergestellt werden.

Weniger häufig dagegen werden Vegetationsentwicklungen unter sich ändernden Bedingungen innerhalb einer Modellrechnung abgebildet, wie beispielsweise Landnutzungsänderungen infolge der klimatischen Veränderungen, allmähliche Sukzession auf Offenflächen (Aufwachsen von Wald) oder saisonale Vegetationsänderungen (Phänologie von Ackerfrüchten). Derart detaillierte Modellierungen der Vegetationsentwicklung wurden von Klöcking et al. (2005) und Krysanova et al. (2007) mit den Modellen 4C (Schaber et al. 1999, Suckow et al. 2001, Lasch et al. 2005), VEGEN (Klöcking 2009) und SWIM (Krysanova et al. 1998) durchgeführt. Letzteres ist eine Weiterentwicklung des SWAT-Modells (Arnold et al. 1998), das zur Vorhersage des Einflusses von Flächenbewirtschaftungsmaßnahmen erstellt wurde. SWAT und SWIM modellieren das Pflanzenwachstum über einen vereinfachten EPIC-Ansatz (Williams et al. 1984) auf der Basis des Monteith's-Ansatz (Monteith 1977) zur Abschätzung der Biomasseproduktion unter Berücksichtigung des Wasser- Wärme- und Nährstoffangebotes. Der Blattflächenindex wird als Funktion von „heat-units“ HRUs simuliert. Der Wasserverbrauch der Pflanzen wird mittels der potenziellen Evapotranspiration, dem Blattflächenindex und der Wurzeltiefe berechnet und ist durch das verfügbare Bodenwasser limitiert. Durch diesen wird die Beschreibung der phänologischen Prozesse vereinfacht und die Eingangsdatenanforderung herabgesetzt, sodass eine räumlich differenzierte Modellierung auf regionaler Skala handhabbar wird. Das auf derselben Basis beruhende generische Pflanzenmodell VEGEN und das Waldwachstumsmodell 4C sind Module des hier verwendeten PSCN-Modells und können parallel zum statischen Ansatz und den hier verwendeten Zeitfunktionen eingesetzt werden. Eine Anwendung des VEGEN- oder 4C-Moduls war jedoch aufgrund der nicht verfügbaren Eingangsparameter nicht möglich. Zudem war eine derart detaillierte Vegetationsmodellierung in den beiden Gebieten nicht notwendig, da hier nicht die Vegetationsentwicklung von einem zum anderen Landnutzungszustand, sondern die langfristige Wirkung der veränderten Landnutzung auf den Wasserhaushalt dargestellt werden sollte, was über eine separate Simulation der verschiedenen Landnutzungsszenarien und der Gegenüberstellung beider Ergebnisse erfolgte.

## 2.4 Modellwahl

Die in der vorliegenden Arbeit verwendete Modellkampagne der Modellierungsumgebung ArcEGMO – mit den Modulen PSCN (zur Beschreibung der Bodenwasserbewegung und Vegetationsdynamik) und ASM (2-D Grundwassermodell) – wurde neben der bereits erläuterten praktikablen Art der Prozessbeschreibung, unter anderem wegen der großen Flexibilität und der Kombinationsmöglichkeit von verschiedenen Modulen und Ansätzen eingesetzt. In der Modellierungsumgebung ArcEGMO kann je nach Anwendung zwischen verschiedenen Modulen gewählt werden: Zum Beispiel ist es möglich ein Modell zunächst ungekoppelt aufzubauen, dann ein einfaches und später ein komplexeres Grundwassermodell zu integrieren, ohne die Modellgrundlage jedes Mal neu aufbereiten zu müssen.

Die wichtigsten Argumente für die Verwendung des Modells sind in der folgenden Aufzählung zusammengefasst:

1. Durch die Modellkopplung der drei Modellteile (ArcEGMO zur Interpolation der klimatischen Eingangsgrößen auf das Modellgebiet und der Abflussbildung im Oberflächenwasser, PSCN zur Beschreibung von Bodenwasser und Vegetation und ASM zur Simulation der Grundwasseroberfläche) konnten alle zur Beschreibung des Landschaftswasserhaushalts im Tiefland erforderlichen Prozesse abgebildet werden.
2. Ein physikalisches Modell aus der Gruppe der Gesamtmodelle konnte nicht eingesetzt werden, da diese noch nicht auf Einzugsgebietsebene anwendbar sind. Hinzu kamen die hohen Anforderungen an die Eingangsdaten, die für die beiden Modellgebiete nicht erfüllt werden konnten.
3. Für die Kopplung wurde das 2D-Grundwassermodell ASM verwendet. Durch die dynamische Berechnung des Grundwasserstandes konnte der Einfluss des Grundwasserstands auf den Wasserhaushalt in Form von Verdunstungsänderungen und veränderten Basisabflussmengen (infolge steigender oder fallender Grundwasserstände) berücksichtigt werden. Auf die Verwendung eines 3D-Grundwassermodells konnte verzichtet werden, da in beiden Gebieten ungespannte Grundwasserverhältnisse vorherrschen und von einer oberflächenparallelen Grundwasserströmung auszugehen ist, womit die Dupuit-Forchheimer-Annahme erfüllt ist.
4. Für die Abbildung der Fließgewässer wurde ein hydrologischer Ansatz mit einer möglichst einfachen Numerik bevorzugt. Die für die Kopplung zum Grundwassermodell notwendigen Wasserstände im Fließgewässer wurden mit dem Kalinin-Miljukov-Ansatz, unter Verwendung räumlich differenzierter Rauigkeitsannahmen und Profilangaben, für jeden Zeitschritt neu berechnet. Eine Modifikation des Ansatzes machte zusätzlich die Abbildung des Rückstaus über mehrere Gewässerabschnitte möglich. Dies ist besonders wichtig, da in Rückstaubereichen eine besonders ausgeprägte Infiltration aus dem Oberflächenwasser zum Grundwasser besteht.
5. Die hyporheische Zone wurde über einen linearen Leakageansatz abgebildet. Die Leakagewerte sind räumlich differenziert. Das Verhältnis zwischen effluenten und influenten Verhältnissen wurde zusätzlich über einen Reinfiltrationsfaktor gesteuert.
6. Die Bodenwasserbewegung wurde über einen Mehrschichtkapazitätsansatz unter Berücksichtigung des Makroporenflusses und des Kapillaraufstiegs simuliert. In mesoskaligen, heterogenen Gebieten ist der Richards-Ansatz zur Modellierung der Bodenwasserbewegung noch nicht einsatzfähig. Die Perkolation des Infiltrationswassers zum Grundwasser – über die verschiedenen Bodenhorizonte – wurde unter Berücksichtigung der zeitlich differenzierten Bodenfeuchte abgebildet, während die Grundwasserzehrung durch Kapillaraufstieg aus der gesättigten Zone simuliert wurde.

7. Die Berücksichtigung der Vegetationsdynamik wurde durch Vorgabe saisonaler phänologischer Parameter umgesetzt. Ein generisches Wachstumsmodell konnte aufgrund fehlender Eingangsparameter nicht eingesetzt werden.
8. Die Möglichkeiten zur Abbildung von Bewirtschaftung und Managementstrategien sind im Modellierungsrahmen ArcEGMO sehr vielfältig. Bewirtschaftungsstrategien wurden über Zeitfunktionen, eingelesene Zeitreihen oder über die Vorgabe von wasserstands- oder abflussabhängigen Bedingungen definiert.

Die zuvor gestellten Modellanforderungen werden von der Modellkombination ArcEGMO-PSCN-ASM aufgrund der Möglichkeit zur räumlich und zeitlich differenzierten, parallelen Abbildung von Oberflächengewässer, Wasserhaushalt in der Bodenzone, Vegetationswirkung auf den Wasserhaushalt, oberflächennahem Grundwasser, Interaktion zwischen Oberflächenwasser und Grundwasser und dem Wechsel zwischen ungesättigter und gesättigter Zone erfüllt. Trotz der räumlichen und zeitlichen Detailliertheit und der Vielzahl an hydrologischen Prozessen sind Simulationen in Einzugsgebietsebenen mit Größen von bis zu 100 km<sup>2</sup> mit dieser Modellkombination praktikabel.

Die vielfältigen Möglichkeiten der Beschreibung von Bewirtschaftungsmaßnahmen und damit dem Einsatz für die Beantwortung von Planungsfragen sprechen ebenfalls für das Modellierungssystem ArcEGMO. Das erweiterte Modell bietet eine hinreichend genaue Abbildung des gesamten Wasserhaushaltes in Flusseinzugsgebieten. Die dafür benötigten Eingangsdaten sind mit überschaubarem Aufwand beschaffbar und die Rechnerkapazitäten und Rechenzeiten auch bei Langzeitsimulationen realisierbar.

Auch wenn ein entscheidender Vorteil der Modellierungsumgebung ArcEGMO die große Flexibilität ist und mit Hilfe von verschiedenen Modulen und Schnittstellen je nach Fragestellung und Datenverfügbarkeit sehr unterschiedliche Modelle aufgebaut werden können, so ist hier doch für die beiden Untersuchungsgebiete dieselbe Modellkopplung verwendet werden, um modellseitig gleiche Voraussetzungen zu schaffen und nicht für jedes der beiden Anwendungsbeispiele solche Module einzusetzen, die auf den jeweiligen Schwerpunkt ausgerichtet sind. So werden für den Vergleich der Prozessabbildungen in den beiden hydrologisch unterschiedlichen Gebieten nicht nur der gleiche Modellrahmen ArcEGMO, sondern auch identische Berechnungsmodule verwendet. Je nach Fragestellung werden jedoch spezielle Bewirtschaftungsweisen oder Zeitfunktionen integriert, die in Kapitel 4 ausführlich beschrieben werden.

Das folgende Kapitel behandelt die verwendeten Ansätze und Eingangsdaten ausführlich.

### 3 Das Modellierungssystem ArcEGMO

Für die dieser Arbeit zugrunde liegenden Wasserhaushaltssimulationen wurde das hydrologische Modellierungssystem ArcEGMO® (Pfützner 2002) als Basistool eingesetzt. Mit ihm werden der Gebietswasserhaushalt und verschiedene Abflusskomponenten der Gewässer auf der Basis meteorologischer Eingangsgrößen und unter Berücksichtigung der Gebietseigenschaften simuliert.

ArcEGMO ist als hydrologische Toolbox und damit als offenes Modellsystem entwickelt worden. So können je nach Zielstellung verschiedene prozessbeschreibende Module aus einer umfangreichen Modellbibliothek zu einer Modellkampagne verknüpft werden. Auch hinsichtlich der räumlichen Diskretisierung ist (wie im vorherigen Kapitel schon angedeutet wurde) eine hohe Flexibilität gegeben, da für jede Modellebene die räumliche Diskretisierung in Abhängigkeit von der zu verwendenden Datengrundlage frei gewählt werden kann. Hierdurch ist eine sehr gute Anpassungsfähigkeit an die gestellten Aufgaben und dementsprechend ein breites Anwendungsfeld gewährleistet. Die fortwährende Weiterentwicklung der Software macht eine schnelle Reaktion auf neue Erkenntnisse und Anforderungen möglich.

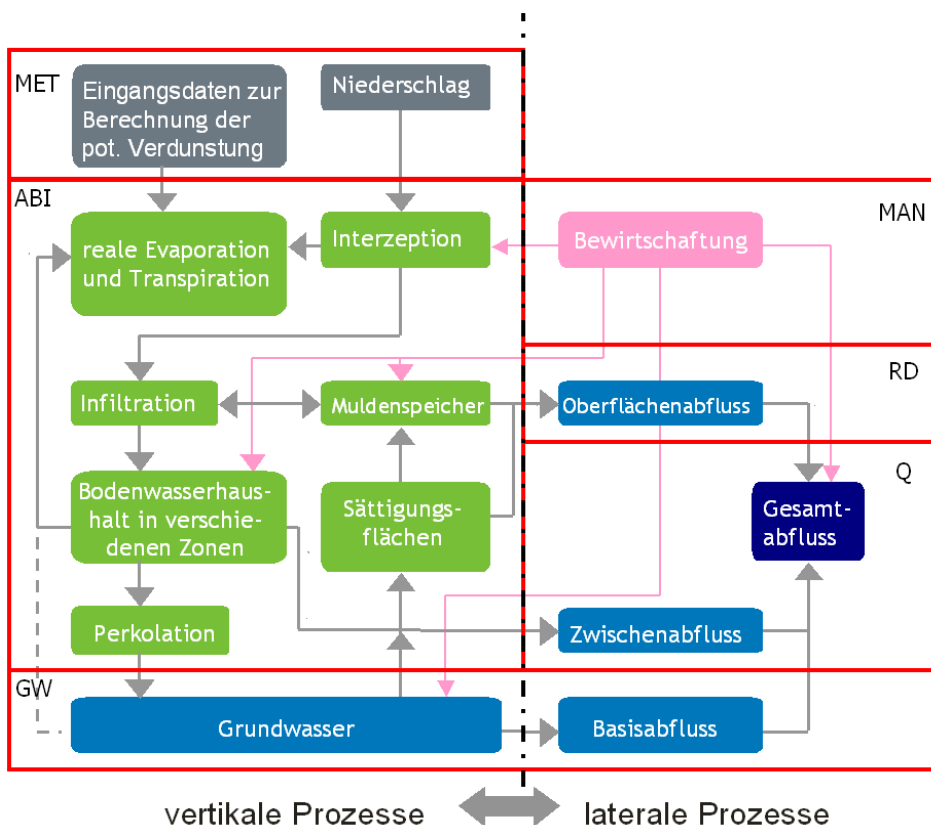


Abbildung 3-1: Modellebenen in ArcEGMO: Meteorologie (MET), Abflussbildungsteil mit Bodenwasserhaushalt und Vegetationseinfluss (ABI), Landoberflächenabfluss (RD), Konzentration im Gerinne (Q), Grundwasserabfluss (GW), Bewirtschaftung (Management = MAN) (Quelle: nach Pfützner 2002)

Das Modellierungssystem ArcEGMO besteht aus sechs Modellebenen, die jeweils einen Teil der Abflussbildung im Einzugsgebiet beschreiben (siehe Abbildung 3-1).

Die sechs Modellebenen sind in zwei Gruppen untergliedert, die die vertikalen und lateralen Prozesse abbilden. Die lateralen Abflussbildungsprozesse setzen sich aus der Konzentration des Landoberflächenabflusses, der Grundwasserdynamik sowie der Konzentration des Abflusses in den oberirdischen Gewässern zusammen, während in der vertikalen Domäne die Prozesse der Mulden- und Interzeptionsspeicherung, die Infiltration und Versickerungsprozesse des Effektivniederschlags im Boden sowie der Wasserverbrauch (Zehrung) durch die Vegetation, bis hin zur Anreicherung des Grundwassers beschrieben werden.

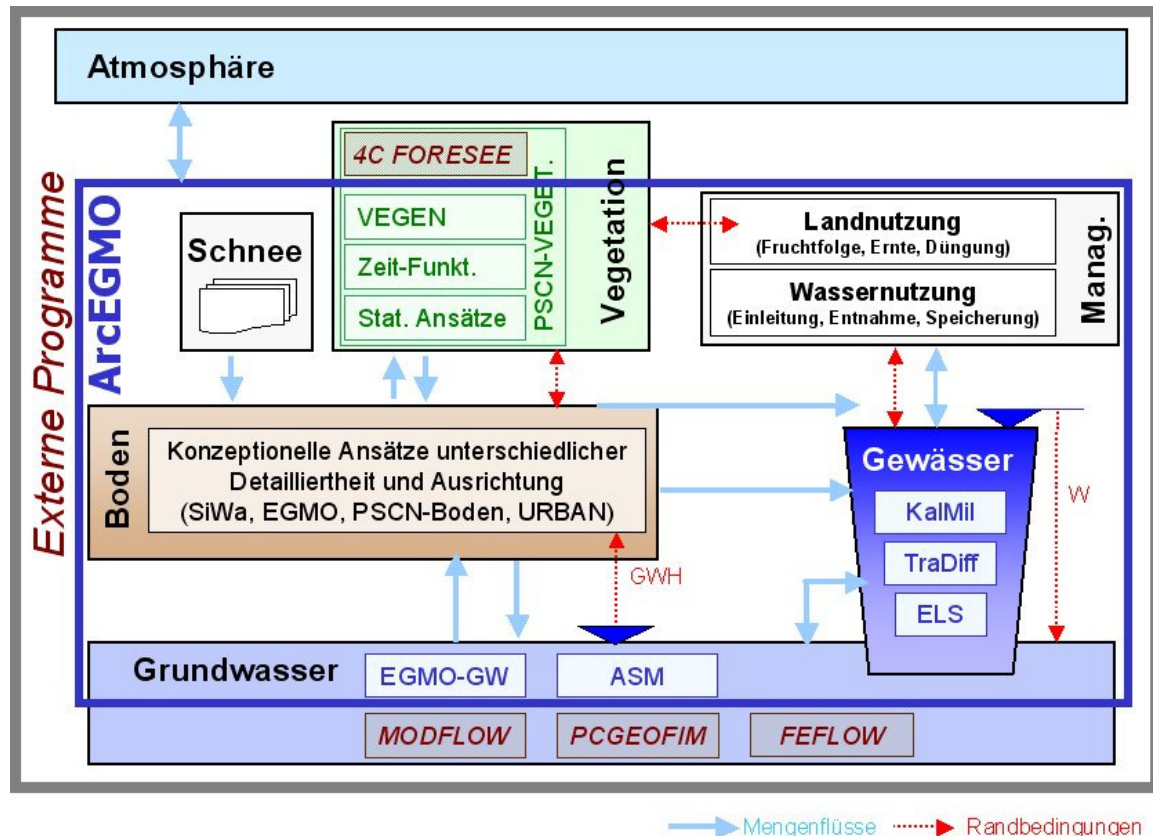


Abbildung 3-2: Modellschema ArcEGMO-PSCN (Quelle: Pfützner 2002)

Auf jeder der sechs Ebenen stehen verschiedene physikalisch basierte Ansätze zur Ermittlung der jeweiligen Abflusskomponente zur Verfügung. So kann z. B. die potenzielle Verdunstung je nach den vorhandenen Klimadaten mit verschiedenen Ansätzen (Grasreferenzverdunstung, Penman, Turc/Ivanov etc.) berechnet werden. Der Abfluss im Gewässer kann wahlweise über einen Linearspeicher, Transfusions-Diffusionsansätze oder über die Faltung beschrieben werden. Für die Wasserhaushaltsebene steht die größte Anzahl möglicher Module bereit: Der detaillierteste Ansatz ist derzeit das PSCN-Modul (Plant-Soil-Carbon-Nitrogen-Modul) von Klöcking (2009), das den Bodenwasserhaushalt auf der Grundlage des Mehrschicht-Kapazitätsmodells nach Koitzsch (1977) und Glugla (1969) beschreibt. Für die Vegetationsbeschreibung können wiederum verschiedene Berechnungsansätze verwendet werden. Diese sind:

1. der statische Vegetationsansatz, bei dem die vegetationsbezogenen Parameter über den gesamten Modellierungszeitraum gleich bleiben,
2. ein dynamischer Vegetationsansatz mit Zeitfunktionen, über die bestimmte Größen wie Wurzeltiefen oder Blattflächenindizes zeitabhängig (meist saisonal) vorgegeben werden können,
3. der VEGEN-Ansatz, der die Vegetationsentwicklung unter Nutzung der SWAT-Parameter (nach Neitsch et al. 2002) über die Vorgabe von Stickstoff- und Phosphat-eintrag (über Düngegaben) sowie Saat- und Erntetermine feuchte-, temperatur- und nährstoffabhängig simuliert und
4. das Waldwachstumsmodell 4C (Bugmann 1997, Schaber et al. 1999, Suckow et al. 2001), das unter Vorgabe umfangreicher Waldparameter (Baumumfang bzw. -durchmesser auf Brusthöhe, Baumalter, Grundfläche oder Stammzahl pro ha etc.) die Sukzessionsdynamik von Waldbeständen simuliert.

Die vier Ansätze können parallel zueinander (jeweils für unterschiedliche Landnutzungen) bzw. je nach Datenverfügbarkeit angewendet werden. Die Parameter für das dynamische Waldwachstumsmodell 4C und den VEGEN-Ansatz sind auf Einzugsgebietsebene oft nicht verfügbar, so auch nicht für die in dieser Arbeit untersuchten Modellgebiete. Stattdessen wurden in der hier angewendeten Modellkombination für einzelne Vegetationstypen Zeitfunktionen bestimmter Vegetationsparameter verwendet. So wurden für Ackerflächen im Jahresverlauf veränderliche Wurzeltiefen und Blattflächenindizes (und damit verbundene Bedeckungsgrade) vorgegeben. Für die Waldgebiete wurden ebenfalls Zeitfunktionen vorgegeben, die allerdings lediglich die Blattflächenindizes verschiedener Waldgemeinschaften und damit die Unterschiede in der Kronendichte von Nadel-, Laub- und Mischwaldstandorten über den Jahresverlauf abbilden. Über die Zeitfunktionen können auch Landnutzungsänderungen wie z. B. Aufforstungsmaßnahmen beschrieben werden, indem über mehrere Jahre die Wurzeltiefe und die Kronendichte vergrößert werden.

Der Grundwasserzufluss zum Gewässer kann über einen einfachen Einzellinearspeicheransatz „EGMO-GW“, über die Kopplung zu verschiedenen externen Grundwassermodellen (GEOFIM, MODFLOW, FEFLOW) oder mit dem in ArcEGMO integrierten Grundwassermodell ASM (Kinzelbach & Rausch 1995) berechnet werden.

Die hier verwendete Modellkombination ist in Abbildung 3-3 dargestellt. Auf der meteorologischen Ebene wurde der Verdunstungsansatz nach Turc/Ivanov (DVWK 1996) eingesetzt, der für das Norddeutsche Tiefland entwickelt und angepasst wurde. Für die Berechnung des Bodenwasserhaushalts wurde das detaillierte Mehrschicht-Kapazitätsmodell PSCN eingesetzt, da in der Kopplung mit einem Grundwassermodell nur eine räumlich stark differenzierte Abbildung der Verteilung der Bodenfeuchte zielführend ist, um die Wechselwirkung zwischen ungesättigter und gesättigter Zone genau abbilden zu können. Die Wirkung der Vegetation auf den Wasserhaushalt wurde je nach Landnutzungs-kategorie mit dem einfachen statischen Ansatz (Siedlung, Grünland, Gewässer) oder mit saisonalen Zeitfunktionen (Acker und Wald) abgebildet.

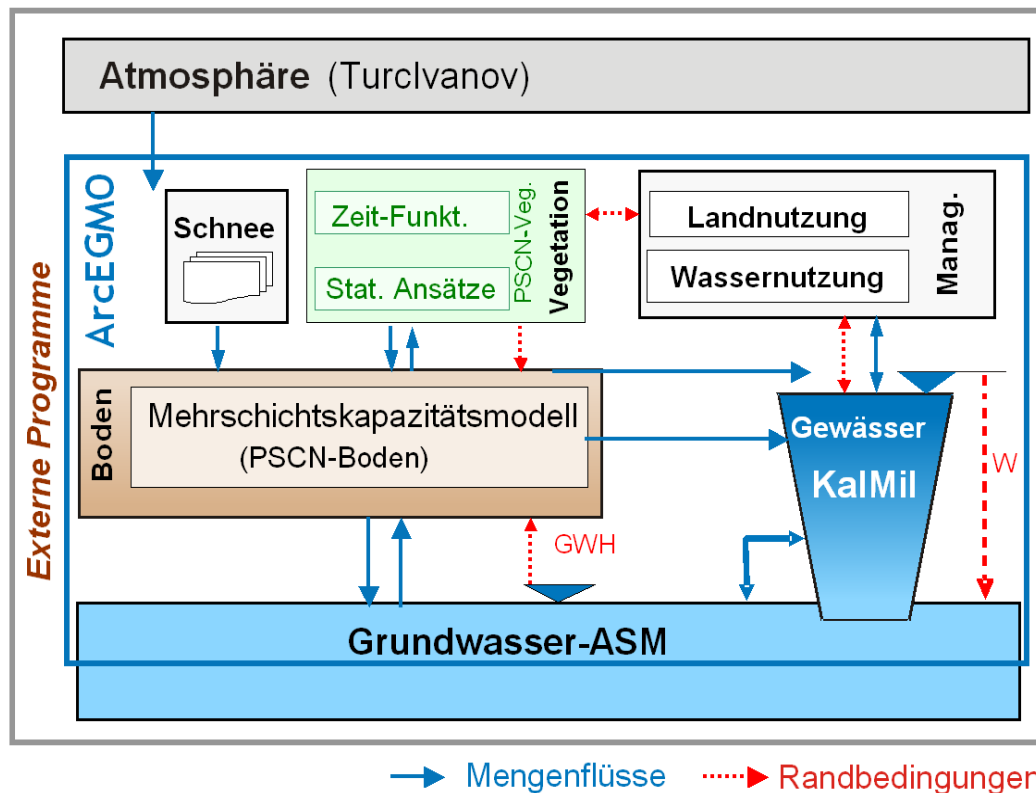


Abbildung 3-3: Die verwendete Modellkombination ArcEGMO-PSCN-ASM (nach Pfützner 2002)

Die Beschreibung der Abflusskonzentration erfolgt über eine Linearspeicherkaskade auf der Basis des Ansatzes von Kalinin-Miljukov (Maniak 2005, Rosemann & Vedral 1971). Mit diesem werden über die Fließgewässerquerschnitte unter Verwendung der Manning-Strickler-Rauigkeiten auch die Wasserstände im Fließgewässer modelliert, die für die Berechnung der Austauschraten zwischen Gewässer und Grundwasser unbedingt notwendig sind.

Für die Simulation des Grundwassers wurde das Grundwassermodell ASM eingesetzt. Der Einsatz eines 2D-Grundwassermodells ist gerechtfertigt, da für die Interaktion mit dem Oberflächenwasser nur der oberflächennahe Grundwasserleiter von Bedeutung ist und daher die vertikalen Grundwasserbewegungen sowie die Aufteilung des Aquifers in mehrere Grundwasserleiter keine Rolle spielen. Für die erfolgreiche Anwendung des Grundwasserströmungsansatzes in ASM muss die horizontale Ausdehnung des Aquifers größer sein als seine Mächtigkeit und eine konstante Dichte des Grundwassers vorausgesetzt werden. Zusätzlich muss auch die Dupuit-Annahme erfüllt sein, die besagt, dass bei einem gleichmäßigen, fast horizontalen Grundwasserstrom angenommen wird, dass die Stromlinien horizontal und die Äquipotentiallinien vertikal verlaufen und dass das hydraulische Gefälle über eine Vertikale konstant ist und dem Spiegelgefälle des obersten Grundwasserstockwerkes entspricht (vergleiche Kapitel 2, Dupuit-Annahme).

Im Folgenden werden die einzelnen Modelleben mit den hier verwendeten Berechnungs-  
algorithmen genauer beschrieben.



### 3.1 Niederschlag und Verdunstung

Die zeitbezogenen Hauptinputdaten sind zunächst tägliche Messreihen von Niederschlag und weiterhin Größen zur Verdunstungsberechnung (hier: Niederschlag, Temperatur, Sonnenscheindauer, relative Feuchte) an unterschiedlichen Klima- und Niederschlagsstationen. Die meteorologischen Stationen können sich innerhalb und außerhalb des Untersuchungsgebietes befinden. Aus den gemessenen Werten werden für jeden Zeitschritt und für jede Raumeinheit des Modellgebietes lagespezifische Werte mit der Inverse-Distance-Methode räumlich interpoliert. Dabei können Korrekturfaktoren (z. B. für unkorrigierte Niederschlagsdaten oder höhenabhängige Niederschlagserhöhung) vorgegeben werden.

Die aktuelle Evaporation  $E_{\text{real}}$  [mm/t] pro Zeitschritt (t) wird aus dem Druckdefizit der potenziellen Verdunstung und dem tatsächlichen Wasserangebot ermittelt. Das Wasserangebot setzt sich aus dem Muldenspeicher,  $E_{\text{dep}}$  [mm/t], dem Interzeptionsspeicher  $E_{\text{int}}$  [mm/t] und dem Teil des Bodenwassers, das über die Bodenevaporation  $E_{\text{soil}}$  [mm/t] und Transpiration von Vegetation  $E_{\text{trans}}$  [mm/t] entzogen werden kann, zusammen. Diese Werte werden bei der Berechnung der Bodenfeuchtigkeit, der Vegetationsdynamik und des Interzeptionsspeichers bereitgestellt.

$$E_{\text{real}} = E_{\text{dep}} + E_{\text{int}} + E_{\text{snow}} + E_{\text{soil}} + E_{\text{trans}} \quad (1)$$

Die Interzeptionsverdunstung  $E_{\text{int}}$  wird wie folgt berechnet

$$E_{\text{int}} = E_{\text{pot}} - \max(0, E_{\text{pot}} - I') \quad (2)$$

mit  $I'(t)$  als der Teil des Niederschlags, der im Interzeptionsspeicher zwischengespeichert wird.

$$I'(t) = \begin{cases} I(t - \Delta t) + P(t) \Leftrightarrow I(t - \Delta t) + P(t) < C_{\text{int}}^{\text{max}} \\ C_{\text{int}}^{\text{max}} \Leftrightarrow I(t - \Delta t) + P(t) \geq C_{\text{int}}^{\text{max}} \end{cases} \quad (3)$$

$$C_{\text{int}}^{\text{max}} = 0.935 + 0.498 \text{ LAI} - 0.00575 \text{ LAI}^2$$

Der Interzeptionsprozess wird als Einzellinearspeicher beschrieben. Je nach Füllung kann der Interzeptionsspeicher einen Teil des gefallenen Niederschlags  $I'$  [mm/t] aufnehmen. Die aktuelle Interzeptionsspeicherkapazität  $C_{\text{int}}$  [mm/t] in jedem Berechnungsschritt richtet sich nach der landnutzungsabhängigen Speicherkapazität  $C_{\text{max}}$  [mm/t] und der aktuellen Speicherfüllung  $I(t - \Delta t)$  [mm/t]. Im selben Rechenschritt kann die Interzeptionsspeicherfüllung durch die Interzeptionsverdunstung  $E_{\text{int}}$  [mm/t] reduziert werden.

Die Niederschlagsmenge  $P_0$  [mm/t], die potenziell für die Versickerung in den Boden bereitsteht, wird in jedem Zeitschritt wie folgt berechnet:

$$P_0 = P - E_{\text{rea}} - I' \quad (4)$$

$P_0$  wird im Folgenden in einen Anteil, der oberflächlich abfließt ( $P_{\text{Ro}}$ ) und einen Anteil, der in den Boden infiltriert ( $P_{\text{inf}}$ ) weiter aufgeteilt.

### 3.2 Infiltration und Bodenwasserbewegung

Für die Beschreibung der Abflussbildung mit dem PSCN-Modul wird die vertikale Bodenwasserdynamik auf der Basis des Mehrschicht-Kapazitätsmodell nach Koitzsch (1977) und Glugla (1969), das von Klöcking (2009) durch die Integration des Makroporenflusses, des hypodermischen Abflusses und des Drainageabflusses erweitert wurde, beschrieben.

PSCN nutzt keinen klassischen Infiltrationsansatz (Zweistufenmodelle für homogene Böden, Green & Ampt 1911, Holtan 1961 etc.). Stattdessen wird die reale Infiltration pro Zeitschritt in Abhängigkeit von Transportkapazitäten und Speichervermögen (bis maximal Porenvolumen) modelliert. Für die Kalkulation der Infiltrationsrate  $P_{\text{inf}}$  [mm/t] werden der Versiegelungsgrad  $\psi$  mit  $0 \leq \psi \leq 1$ , der effektive Niederschlag  $P_0$  und die Infiltrationskapazität  $F_{\text{pot}}$  benutzt, wie in Gleichung 5 gezeigt wird:

$$P_{\text{inf}} = (1 - \psi) \min \{P_0, F_{\text{pot}}\} \quad (5)$$

Während auf den versiegelten Flächen Oberflächenabfluss gebildet wird, ist auf dem unversiegelten Teil  $(1 - \psi)$  Infiltration möglich. Die Infiltrationskapazität  $F_{\text{pot}}$  [mm/t] ist abhängig von der gesättigten Leitfähigkeit und dem noch freien Bodenspeicher, der aus der Bodenfeuchte und dem maximalen Porenvolumen ermittelt wird.

Die Bodenwasserbewegung wird in Abhängigkeit von der Bodenfeuchte und dem noch zur Verfügung stehenden Speicher berechnet. Die Bodenhorizonte werden dabei in Rechenschichten von maximal 15 cm Mächtigkeit unterteilt. Die Bodenwasserkapazität wird von bodenphysikalischen Kennwerten wie Feldkapazität (FK) und permanentem Welkepunkt (PWP) bestimmt. Überschreitet die Bodenfeuchte die Feldkapazität ( $\Phi > \text{FK}$ ), kann das Perkulationswasser  $P_{\text{perc}}$  [mm/t] von einer Bodenschicht  $Z_j$  (mit  $j = 1-n$ ) zur nächsten ( $Z_{j+1}$ ) Schicht perkolieren. Dies geschieht in Abhängigkeit von der Bodentemperatur  $B(z_j)$  [°C], der Bodenfeuchte bei Feldkapazität  $\Phi_{\text{FK}(z_j)}$  [mm] und dem Leitfähigkeitsparameter  $\lambda$  jeder Bodenschicht, wie in Gleichung 6 beschrieben ist:

$$P_{\text{perc}}(z_j, t) = \begin{cases} 0 & \Leftrightarrow \theta(z_j, t) \leq \theta_{\text{FK}}(z_j) \vee B(z_j, t) < 0^\circ\text{C} \\ \lambda(\max(0, \theta(z_j, t) - \theta_{\text{FK}}(z_j)))^2 & \Leftrightarrow \theta(z_j, t) > \theta_{\text{FK}}(z_j) \vee B(z_j, t) \geq 0^\circ\text{C} \end{cases} \quad (6)$$

$B(z_j, t)$  = Bodentemperatur der Schicht  $z_j$  [mm]

$\theta$  = Wassergehalt [mm]

$\lambda$  = Leitfähigkeitsparameter [ $0 \leq \lambda \leq 1.3 \text{ mm}^{-1}\text{d}^{-1}$ ]

Zusätzlich zur Tiefenperkolation wird in Abhängigkeit von der Schichtneigung hypodermischer Abfluss bei temporärer Sättigung simuliert, die vor allem auftritt, wenn die tiefer liegende Bodenschicht geringer durchlässig ist als die Hangende.

$$P^h = \begin{cases} 0 & \Leftrightarrow \theta \leq \theta_{FK} \vee B < 0^\circ C \\ \sin(\arctan \alpha) \lambda (\max(0, \theta - \theta_{FK}))^2 & \Leftrightarrow \theta > \theta_{FK} \vee B \geq 0^\circ C \end{cases} \quad (7)$$

$\alpha$  = Neigung der Bodenschicht [°]

Die Bodenfeuchte kann durch die Entzugsrate, die sich aus Bodenevaporation und Transpiration zusammensetzt, reduziert werden. Die Bodenevaporation beschränkt sich auf den obersten Bodenhorizont bzw. in Waldböden auf die organische Auflage. Der Transpirationsanteil wird durch die Vegetationsdynamik in Abhängigkeit vom zur Verfügung stehenden Wasser berechnet.

Der Kapillarwasseraufstieg von liegenden zu hängenden Bodenschichten infolge des höheren Potenzialdrucks wird aus empirischen Parametern nach der bodenkundlichen Kartieranleitung (AG Boden 1994, 2005) bestimmt. Dabei müssen zwei Kriterien erfüllt sein, um das Bodenwasser und die kapillare Aufstiegsrate anzuheben:

1. die Bodenwasserkapazität liegt unter der Schwelle von  $(\theta_{WP} - \theta_{FK})/2$  und
2. die Ziel-Bodenschicht liegt in einer Entfernung, die das Bodenwasser mit Hilfe der Kapillarkräfte gegen die Schwerkraft aufsteigen kann.

Ist im Bodenprofil nicht genügend Wasser für den Kapillaraufstieg gespeichert, so kann es aus dem Grundwasserreservoir nachgeliefert werden, und die Grundwasserhöhe sinkt dementsprechend ab. Umgekehrt erhöht das Sickerwasser beim Verlassen der letzten Bodenschicht den Grundwasserspiegel.

### 3.3 Landoberflächenabfluss

Ist der Boden gesättigt, kann kein weiteres Wasser in den Boden einsickern und wird in Mulden zwischengespeichert. Die Wassermenge im Muldenspeicher wird im nächsten Berechnungszeitschritt wieder zur Versickerung angeboten. Ist auch der Muldenspeicher gefüllt, wird Landoberflächenabfluss ( $Q_{Ro}$ ) generiert. Dabei wird für die hier vorgestellten Untersuchungsgebiete der Ansatz der kinematischen Welle (Gupta & Sinclair 1976, Willgoose et al. 1991) verwendet, mit dem der Oberflächenabfluss in Abhängigkeit von der Landnutzung und ihrer jeweiligen Rauigkeit und dem Geländegefälle berechnet wird.

$$Q_{Ro} = h^{2/3} * S^{1/2} / ns \quad (8)$$

mit  $ns$  = Rauigkeitsbeiwert der Landoberfläche

$S$  = Gefälle

$h$  = Höhe des Schichtabflusses

Das Geländegefälle wird aus dem Geländemodell (DGM) für jede Modellzelle ermittelt. Die Rauigkeit wird über die Landnutzungstabelle für jede Landnutzungs-kategorie vorgegeben. Der Landoberflächenabfluss transportiert das Wasser zum nächsten Vorfluter.

### 3.4 Abfluss im Gewässer

Der Landoberflächenabfluss wird in jedem Teileinzugsgebiet akkumuliert und auf die Fließgewässerabschnitte  $k$  ( $1 \leq k \leq M$ ) aufgeteilt. Die Aufteilung des in jedem Teileinzugsgebiet anfallenden Landoberflächenabflusses auf die einzelnen Fließgewässerabschnitte wird prozentual (nach der jeweiligen Fließgewässerabschnittslänge an der Gesamtgewässerslänge in jedem Teilgebiet) vorgenommen. Der Abfluss in jedem Fließgewässerabschnitt  $Q_{c(j)}$  setzt sich – falls vorhanden – aus dem Drainageabfluss ( $Q_{\text{Drain}(k)}$ ), dem Zwischenabfluss ( $Q_{\text{hyp}(k)}$ ), dem Landoberflächenabfluss ( $Q_{\text{RO}(k)}$ ), dem Oberliegerzufluss ( $Q_{c(k-1)}$ ), und dem Basisabfluss aus dem Grundwasser ( $Q_{\text{GW}(k)}$ ) zusammen:

$$Q_{c(j)} = Q_{c(k-1)} + Q_{\text{RO}(k)} + Q_{\text{GW}(k)} + Q_{\text{hyp}(k)} + Q_{\text{Drain}(k)} \quad (9)$$

In jedem Fließgewässerabschnitt wird dabei die Retentionswirkung  $Q_k^t$  [ $L^3 t^{-1}$ ] in Abhängigkeit von der Zeit ( $t - \Delta t$ ,  $t$ ) und vom aktuellen Gewässerabfluss wie folgt beschrieben:

$$Q_k^t - Q_k^{t-\Delta t} = C_1 [Q_{k-1}^{t-\Delta t} - Q_k^{t-\Delta t}] + C_2 [Q_{k-1}^t - Q_k^{t-\Delta t}] + Q_{\text{Ro},k} + Q_{\text{GW},k} + Q_{\text{drain},k} + Q_{\text{Hyp},k} \quad (10)$$

Die Koeffizienten  $C_1 = 1 - e^{-t/K\tau}$  und  $C_2 = 1 - C_1 \cdot K\tau/t$  sind dimensionslos. Der Retentionsparameter  $K\tau$  steht dabei für die Retention in jedem Fließgewässerabschnitt.

Um Rückstaueffekte zu beschreiben, wurde der Kalinin-Miljukov-Ansatz erweitert: Dabei werden anstatt der Sohlhöhen die Wasserstandshöhen ausgewertet, sodass ein Weitertransport des Wasservolumens im Gewässerabschnitt nur dann gewährleistet ist, wenn der Wasserstand des Unterliegers geringer ist als der des betreffenden Abschnittes. Ist dies nicht der Fall, wird das Wasser im entsprechenden Abschnitt so lange zur Anhebung des Wasserstands zurückgehalten, bis dieser Abschnitt den Wasserstand seines Unterliegers überschreitet. Dies ist vor allem für den Austausch zwischen Oberflächenwasser und Grundwasser in Rückstaubereichen hinter abflussbegrenzenden Querverbauten (Wehre, Staue, enge Durchlässe) von Bedeutung.

### 3.5 Grundwasserbewegung

Die Grundwasserströmung und die mathematischen Grundlagen bei der Modellierung sind detailliert in Lehrbüchern dargestellt (Bear 1979). Das hier verwendete 2D-Finite-Differenzen-Grundwassermodell ASM (Kinzelbach & Rausch 1995) wird für den unbedeckten oberen, quartären Grundwasserleiter eingesetzt. Die Grundwasserströmung in

ASM wird über das Einsetzen der zweidimensionalen Darcy-Gleichung in die Kontinuitätsgleichung beschrieben. Die daraus resultierende Strömungsgleichung ist eine partielle Differentialgleichung zweiter Ordnung:

$$\frac{\partial \left( (h-b)k_f \frac{\partial h}{\partial x} \right)}{\partial x} + x \frac{\partial \left( (h-b)k_f \frac{\partial h}{\partial y} \right)}{\partial y} + q = n_e \frac{\partial h}{\partial t} \quad (11)$$

$\frac{\partial h}{\partial x}, \frac{\partial h}{\partial y}$  = hydraulischer Gradient in x- und y-Richtung

$k_f$  = hydraulische Leitfähigkeit [m/s]

q = Quell- und Senkenterm

$n_e$  = entwässerbare Porosität des Aquifers

Zur numerischen Lösung der Strömungsgleichung wird das Finite-Differenzen-Verfahren eingesetzt, das eine räumliche Diskretisierung des Modellgebietes in quadratischen Rasterzellen voraussetzt. Als Gleichungslöser wird dabei das IADI-Verfahren (Iterative Alternating Direction Implicit Prozedur) nach Peaceman & Rachford (1955) eingesetzt, da dies im Bezug auf die Rechenzeiten auch bei hoher Knotenanzahl effektiver ist als das ebenfalls in ASM verfügbare Gauß-Seidel-Verfahren (Kinzelbach & Rausch 1995).

Die Kopplung des Grundwassermodells zum Landschaftswasserhaushalts- und NA-Modell ArcEGMO-PSCN sowie die dabei verwendeten Austauschgrößen werden im Folgenden genauer erläutert.

### 3.6 Kopplung zwischen Oberflächenwasser- und Grundwassermodell

Die Kopplung zwischen dem Landschaftswasserhaushaltsmodell ArcEGMO und dem 2D-Grundwassermodell ASM kann als „online“-Kopplung bezeichnet werden. Dabei wird die Interaktion zwischen Oberflächenwasser und Grundwasser über die Übergabe von Austauschgrößen in definierten Zeitabständen realisiert. Austauschgrößen sind hierbei die Grundwasserneubildung und die modellierten Wasserstände im Oberflächengewässer und Grundwasser (Abbildung 3-4). ArcEGMO-PSCN liefert die Grundwasserneubildung als eine dynamische Randbedingung für die Abbildung der Grundwasserströmung in ASM. ASM liefert die Grundwasserstände, aus denen einerseits die Flurabstände, die in grundwasserbeeinflussten Bereichen die Verdunstung steuern, und andererseits das Wasserstandsgefälle zwischen Grundwasser und Oberflächengewässer, das die Richtung und Menge des Wasserflusses zwischen beiden Medien bestimmt, berechnet werden.

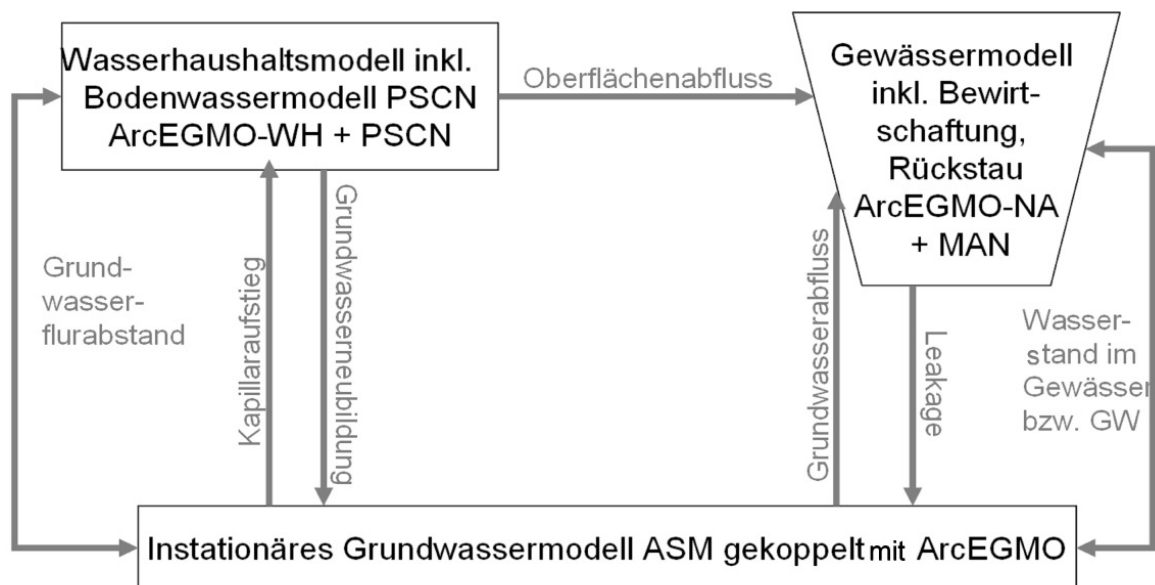


Abbildung 3-4: Austauschgrößen bei der Modellkopplung (Quelle: nach Pfützner et al. 2006)

Die Art und Weise des Austausches zwischen Grund- und Oberflächenwassermodell wird über einen Interaktionstyp definiert, der zwischen Land- und Gewässerzellen unterscheidet. Letztere werden noch in Fließgewässer- und Standgewässerzellen unterteilt. Für Landzellen richtet sich die Grundwasserneubildung oder der Kapillaraufstieg nach dem aktuellen Flurabstand und der standortbezogenen Bodenmatrix. Für Gewässerzellen wird die Menge des Basisabflusses oder die Infiltrationsmenge zum Grundwasser über die Wasserstands Differenz zwischen Oberflächengewässer und Grundwasser in Abhängigkeit des Leakagewertes, der die hyporheische Zone abbildet, bestimmt (vergleiche Kapitel 2.2).

### 3.6.1 Austausch zwischen ungesättigter und gesättigter Zone

Der Grundwasserstand wird durch die Grundwasserneubildung  $P_{perc}$  ( $z_N$ ) angehoben, sobald die Bodenfeuchte der letzten Bodenschicht die Feldkapazität überschreitet. Das Grundwasser kann andererseits aber auch durch den kapillaren Aufstieg  $R_{kap}$  [L] gezehrt werden. Der Austausch zwischen Boden- und Grundwasser für Landzellen  $q_{GW}^{Land}$  kann für jeden Zeitschritt wie folgt beschrieben werden:

$$q_{GW}^{Land} = (P_{perc} - R_{kap})S \quad (12)$$

mit dem Speicherkoeffizienten  $S$  [ $T^{-1}$ ].

Der Hysterese-Effekt bei der Befeuchtung und Entwässerung von Böden kann mit der derzeitigen Modelllösung nicht abgebildet werden.

### 3.6.2 Austausch zwischen Fließgewässer und Grundwasser

Die Austauschrate  $q_{GW}^{H2O}$  [ $L T^{-1}$ ] zwischen Aquifer und Gewässer wird über den Quell- und Senkenterm der Strömungsgleichung (siehe Gleichung 11) mit folgendem Leakageansatz realisiert:

$$q_{GW}^{H2O} = \begin{cases} \Delta h * Lf * A & \Leftrightarrow GWh \geq RBh \\ Rh - RBh * Lf * A & \Leftrightarrow GWh < RBh \end{cases} \quad (13)$$

$\Delta h$  = Wasserstandsdifferenz zwischen Gewässer und Aquifer [m]

$Rh - RBh$  = Wasserstand im Gewässer [m]

$Lf$  = Leakagefaktor

$A$  = Austauschfläche [ $m^2$ ]

$GWh$  = Grundwasserstand [mNHN]

$RBh$  = Gewässersohle [L]

Mit diesem Ansatz wird die Austauschrate zwischen Gewässer und Aquifer berechnet. Dabei werden zwei Fälle unterschieden:

1. Wenn der Grundwasserstand höher ist als die Gewässersohle, wird die Austauschrate in Abhängigkeit von der Wasserstandsdifferenz in beiden Medien bestimmt. Die Austauschrichtung erfolgt dabei in Richtung des Mediums mit geringerem Wasserstand.
2. Wenn der Grundwasserstand niedriger ist als die Gewässersohle, wird die Austauschrate in Abhängigkeit vom Wasserstand im Fließgewässer und nicht in Abhängigkeit von der Wasserstandsdifferenz zwischen beiden Medien bestimmt.

Der Leakagefaktor stellt in beiden Fällen die Durchlässigkeit bezogen auf die Mächtigkeit der Austauschzone zwischen Grundwasser und Fließgewässer dar. Er kann räumlich differenziert für jeden Fließgewässerabschnitt einzeln angegeben werden. Für Sickerwasserverluste aus dem Fließgewässer ins Grundwasser wurde der in ASM verwendete Leakageansatz innerhalb der Kopplungsroutine mit ArcEGMO erweitert. An vielen

Fließgewässern unterscheiden sich die ein- und ausströmenden Wassermengen voneinander, da Verluste vor allem über die stärker kolmatierte Sohle erfolgen, wohingegen der Grundwasserzustrom größtenteils über die durchlässigeren Uferbereiche in das Fließgewässer gelangt (Bruen & Osman 2004, Rushton 2007, Sophocleous 2002). Mit einem zusätzlichen globalen Reinfiltrationsfaktor kann daher das Verhältnis zwischen Ein- und Ausstrom bestimmt werden.

### **3.7 Eingangsdaten**

Die Eingangsgrößen müssen die räumlichen Gegebenheiten im Untersuchungsgebiet, d. h. sowohl die morphologischen Strukturen als auch die Untergrundgegebenheiten, wiedergeben. Für die morphologische Gebietsbeschreibung dient ein digitales Geländemodell (DGM), aus dem die Hangausrichtung und das Gefälle abgeleitet werden. Die Landnutzung mit Versiegelungs- und Anschlussgraden (evtl. auch Angaben zur Kanalisationsart) beschreibt die Ausprägung der Landoberfläche. Die Bodenzone wird anhand von Bodenkarten mit Profilangaben beschrieben. Der unterhalb der Bodenzone angrenzende ungesättigte bzw. gesättigte Untergrund (Grundwasserleiter) wird über die Angabe von  $k_F$ -Werten und Speicherkoeffizienten charakterisiert. Auch der Verlauf der Fließgewässer, sowie die Unterteilung des Gesamteinzugsgebietes in Teileinzugsgebiete werden benötigt. Neben der räumlichen Ausprägung sind meteorologische Zeitreihen in täglicher Auflösung über den gesamten Modellierungszeitraum unabdingbar. Die Eingangsgrößen sind in der folgenden Liste zusammengestellt. Im Anhang findet sich eine ausführlichere Beschreibung der Eingangsdaten und Beispieldatensätze sowie deren Parametrisierung.

1. Klimatische Eingangsgrößen: Niederschläge und Größen zur Verdunstungsberechnung in täglicher Auflösung für jede der meteorologischen Stationen.
2. Digitales Geländemodell, zur Ableitung von Hangneigung und Hangausrichtung. Über das Gefälle wird pro Rasterzelle eine bestimmte Muldenspeicherkapazität zugeordnet.
3. Angaben zu verschiedenen Landnutzungsklassen, die über Durchwurzelungstiefe, Interzeptionsspeicher, Oberflächenrauigkeit, Albedo, Bedeckungsgrad und Blattflächenindex charakterisiert werden. Zusätzliche Angaben zu Versiegelungs- und Anschlussgraden für jede Rasterzelle.
4. Bodendaten mit einer flächenhaften Verteilung der Bodentypen, die jeweils mit ihren typischen Bodenprofilen (charakterisiert durch Horizontmächtigkeit, bodenphysikalische Speichergrößen, Durchlässigkeit, Skelett- und Humusgehalt, kapillare Aufstiegswerten) eingelesen werden.
5. Aquiferbeschaffenheit, definiert über Durchlässigkeiten, Mächtigkeiten und Speicherkoeffizienten.
6. Oberirdische Teileinzugsgebiete, die sowohl den einzelnen Fließgewässerabschnitten als auch den Rasterzellen zugeordnet sind.
7. Gewässerabschnitte, denen über Unterlieger-Oberlieger-Zuordnung eine Fließrichtung vorgegeben wird. Pro Gewässerabschnitt beschreibt ein Gewässerprofil den Fließquerschnitt. Daraus wird die mögliche Durchflussmenge anhand von Sohlgefälle und Rauigkeit berechnet. Für den Austausch mit dem Grundwasser werden Leakagewerte und Reinfiltrationsfaktoren für jeden Fließgewässerabschnitt vorgegeben.
8. Bewirtschaftungsdaten wie Einleitungen, Entnahmen, Überleitungen, Gewässeraufteilungen für die einzelnen Gewässerabschnitte.



9. Saisonale oder temporär variierende Eingangsgrößen werden über Zeitfunktionen für die jeweiligen Parameter bereitgestellt, und werden dann Anstelle der statischen Parameter pro Modellzeitschritt neu eingelesen.

Für welche Modellebenen die jeweiligen Eingangsdaten eingesetzt werden und welche Outputgrößen daraus berechnet werden, die dann wiederum auf einer anderen Modellebene verwendet werden, ist der Tabelle 1 zu entnehmen. Aus Gründen der Übersichtlichkeit können hier aber nur die wichtigsten Größen genannt werden. Ebenso werden keine Zwischenergebnisse aufgeführt.

*Tabelle 1: Eingangsdaten für die verschiedenen Modellebenen und daraus berechnete Output-Daten für die Weiterverarbeitung im Modell*

Modellebene	Eingangsdaten	Output-Daten
MET	Niederschlag, Temperatur, relative Feuchte, Sonnenscheindauer, Höhe, Ausrichtung => räumliche Interpolation	flächenverteilter Niederschlag, flächendeckende potenzielle Verdunstung
RD	Niederschlagsdargebot, Mulden-speicher, Gefälle, Rauigkeit, Interzeptionsspeicher der Landnut-zung	Landoberflächenabfluss
ABI	Bodenfeuchte, Durchlässigkeit der obersten Bodenschicht	Infiltrationsmenge, Bodenfeuchte oberste Schicht
	Bodenfeuchte, Durchlässigkeit aller Bodenschichten, Skelett- und Humusanteil, bodenphysikalische Speichergrößen, Flurabstand	Sickerwassermenge, Bodenfeuchte je Bodenschicht, Evapotranspiration
	Kapillare Aufstiegsrate, kapillare Aufstieghöhe, Tiefe unter GOK	Kapillaraufstieg, reduzierte Boden-feuchte, reduzierte Sickerwasser-menge
	Tonanteil, Skelettanteil oder vorgegebener Makroporenanteil	Makroporenfluss, reduzierte Sicker-wassermenge
	Bindigkeit von hangendem und liegendem Bodenhorizont, Gefälle	Zwischenabfluss
GW	Aquifermächtigkeit, Aquiferdurch-lässigkeit, Speicherkoeffizient, Sickerwassermenge	Grundwasserstände, Basisabfluss
Q	Gewässerprofil, Rauigkeiten, Fließgewässerlängen, Fließgewäs-sergefälle, Landoberflächenabfluss, Zwischenabfluss, Basisabfluss	Durchfluss im Gewässer, Wasser-stände im Gewässer
MAN	Speicherinhaltslinien, Wehrsteue-rung, Zeitfunktionen, Entnahmen, Einleitungen, Abflusstransformatio-nen	Rückstau, Aufteilungen, saisonale Vegetationszehrung, Abflusstrans-formation

Die Eingangsdaten werden auf das Raster des Grundwassermodells übertragen, sodass jeder Modellzelle Informationen zu allen Eingangsparametern zugeordnet sind. Zusätzlich werden auch die räumlichen Beziehungen zu den nächstgelegenen Vorflutern und zu den Teileinzugsgebieten hergestellt.

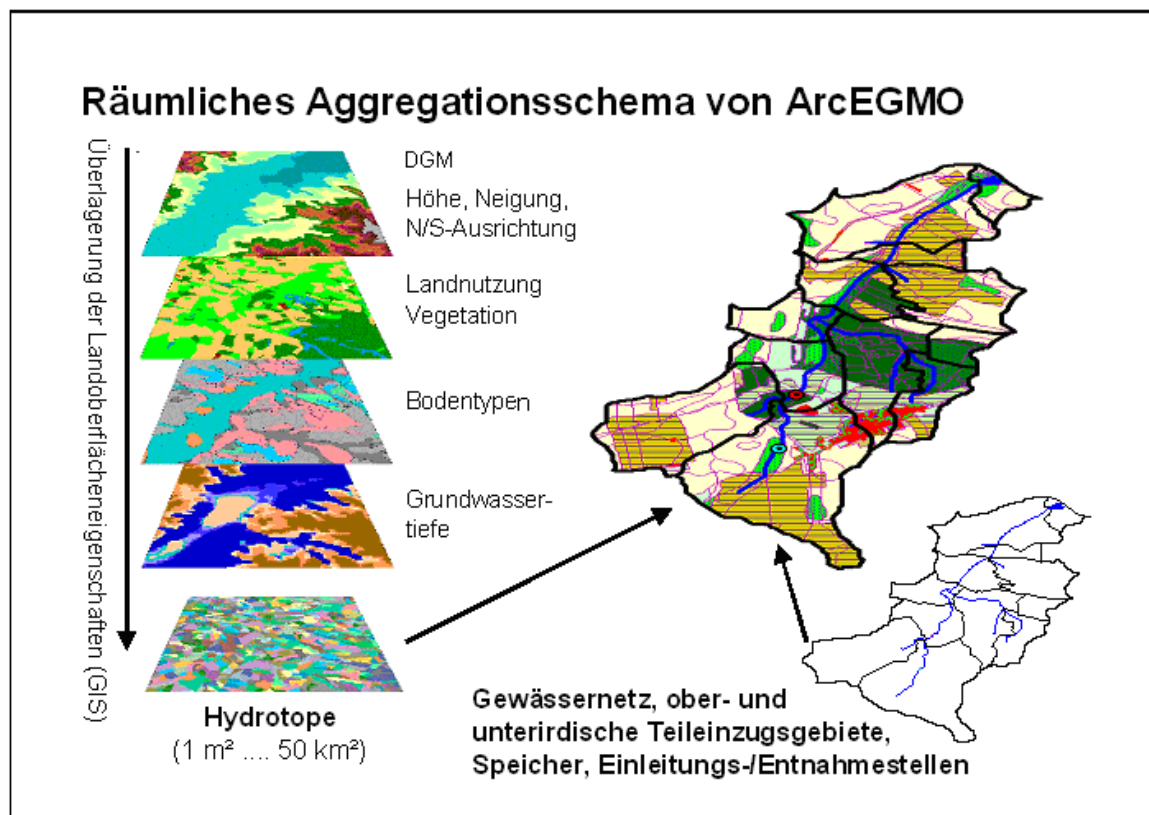


Abbildung 3-5: Räumliches Aggregationsschema von ArcEGMO (Quelle: Pfützner 2002)

Für beide Modellgebiete wurde eine Rasterauflösung von 25 x 25 m Rasterweite verwendet, sodass eine räumlich hohe Differenzierung gewährleistet ist. Diese wurde gewählt, weil das DGM in der entsprechenden Auflösung vorlag. Eine höhere Auflösung hätte hier also Genauigkeiten suggeriert, die jedoch bei den zugrundeliegenden Eingangsdaten nicht realistisch gewesen wären.

Die Anzahl der Modellzellen beträgt im Lietzengrabenmodell 58746, im Luchseemodell sind es 83486 Zellen. Für jede dieser Modelleinheiten werden pro Rechenschritt alle Komponenten des Wasserhaushalts berechnet. Das Grundwassermodell rechnet dabei in stündlicher Auflösung, das Landschaftswasserhaushaltsmodell in Minutenzeitschritten. Der Austausch erfolgt dabei jeweils im Stundenzeitschritt. Programmintern können diese Zeitschritte noch verkleinert werden, wenn pro Zeitschritt so große Wassermassen anfallen, dass es zu starken Schwingungen kommen könnte. Das Herabsetzen erfolgt in beiden Modellen parallel und um den gleichen Faktor.

Aus den genannten Eingangsdaten wurden die beiden Modellgebiete unter Berücksichtigung gebietspezifischer Besonderheiten aufgebaut, um die im Folgenden detailliert dargestellten Fragestellungen in Bezug auf die Maßnahmenszenarien beantworten zu können.

---

## 4 Untersuchungsgebiete

Die Möglichkeiten des effektiven Einsatzes des zuvor beschriebenen Modells in der Praxis wird für zwei Untersuchungsgebiete vorgestellt. Diese befinden sich beide in der Region Berlin-Brandenburg. Zwar ist diese Region generell durch eine hohe Gewässerdichte gekennzeichnet (2,6% der Fläche sind Wasserflächen), doch ist sie ebenso, aufgrund eines hohen Anteils sandiger Böden mit geringen Speicherkapazitäten und geringer Niederschläge (von etwa 600 mm/a), eine der trockensten Regionen Deutschlands (Lahmer 2003). Zunehmende Trockenheit und abnehmende Grundwasserneubildungen infolge des Klimawandels werden auch zukünftig zu einem angespannten Wasserhaushalt führen, was innovative Ideen für den zukünftigen Umgang mit dieser Situation verlangt (Wiggering et al. 2010). So befassen sich auch die hier beschriebenen Praxisbeispiele mit Lösungen zu dem bereits bestehenden und sich zukünftig möglicherweise noch verstärkten Wassermangel.

Das erste Untersuchungsgebiet ist das ehemalige Rieselfeldgebiet Hobrechtsfelde, das in dieser Arbeit nach seinem Vorfluter, dem Lietzengraben, benannt ist. Der Wasserhaushalt dieses Gebietes hat sich über die Zeit, vor allem durch die ehemalige Nutzung als Rieselfeldgebiet, stark verändert. Beinahe über ein Jahrhundert wurde auf diesen Flächen Abwasser verrieselt, wodurch sowohl der Grundwasserspeicher als auch das Abflussvolumen erheblich erhöht wurde. Die Stilllegung der Rieselfelder und der Klimawandel führten zu einer angespannten Wasserhaushaltssituation, sodass die Existenz von Feuchtgebieten heute gefährdet ist. Daher beschäftigt sich die hier vorgestellte Untersuchung mit Möglichkeiten der Stabilisierung des Wasserhaushalts, welche durch Zusatzwassereinleitungen und gezielte Wehrsteuerungen eher technische Eingriffe in das Gewässersystem darstellen.

Das zweite Untersuchungsgebiet ist das erweiterte Einzugsgebiet des Luchsees, etwa 50 km südlich von Berlin in den Krausnicker Bergen gelegen. Der Luchsee ist umgeben von einem – als eines der größten Kesselmoore Brandenburgs bezeichneten – Moor (Succow & Joosten 2001). Durch sinkende Seewasserstände schreitet die Moordegradation zunehmend voran, sodass Maßnahmen ergriffen werden müssen, um dieser Entwicklung entgegen zu wirken. Die Wasserstände des abflusslosen Luchsees können dabei nur über das Grundwasser beeinflusst werden, sodass hier keine Eingriffe in die Gewässer selbst sondern vor allem dezentrale Lösungen (Waldumbau, Verringerung der Melioration durch Poldergräben) geplant werden.

## **4.1 Modellgebiet 1: Lietzengraben**

Im ehemaligen Rieselfeldgebiet Hobrechtsfelde (Senatsverwaltung für Stadtentwicklung 2010a) im Nordosten Berlins treten seit der Stilllegung der Rieselfelder in zunehmendem Maße Wassermangelsituationen auf. Feuchtbiotope wie die Naturschutzgebiete der Lietzengraben-Niederung (Senatsverwaltung für Stadtentwicklung 2010b) und die Karower Teiche (Senatsverwaltung für Stadtentwicklung 2010c) sind in warmen Sommermonaten von Wasserknappheit – bis hin zum Trockenfallen einzelner Teiche – bedroht. Um die wegen ihres Artenreichtums ökologisch wertvollen Gebiete langfristig zu erhalten, wurden verschiedene Maßnahmen konzipiert, deren Wirksamkeit und Wechselwirkungen untereinander unterschiedlich eingeschätzt wurden.

### **4.1.1 Hydrologische Gebietseigenschaften**

Das Rieselfeldgebiet Hobrechtsfelde befindet sich im Nordosten Berlins an der Grenze zum Landkreis Barnim. Das Untersuchungsgebiet erstreckt sich damit bis nach Brandenburg. Es wird durch den Hauptvorfluter Lietzengraben entwässert, welcher nach etwa 8 km bei Karow in die Panke mündet. Sein oberirdisches Einzugsgebiet erstreckt sich somit zwischen Bernau und Karow mit einer Größe von ca. 54 km<sup>2</sup>.

Dem Lietzengraben fließen der Graben 1 und der Graben 2 von Osten her zu. Nach dem Auslass aus den jüngeren Rieselfeldern im Norden verzweigt sich das Grabensystem einerseits in den Seegraben, der zur Bogenseekette und dem gleichnamigen Naturschutzgebiet führt und andererseits den Lietzengraben, der sich weiter unterhalb in der Lietzengraben-Niederung in den Lietzengraben und den alten Lietzengraben verzweigt. Unterhalb der Bogenseekette fließen diese drei Fließgewässerstränge wieder zusammen. Kurz darauf erfolgt eine weitere Abflussaufteilung über ein Abschlagswehr, an welchem über Rohre die Karower Teiche angeströmt werden. Durch die Karower Teiche wird der Abfluss erneut aufgeteilt; so gelangt das Wasser des Lietzengrabensystems letztendlich über drei Einmündungen in die Panke.



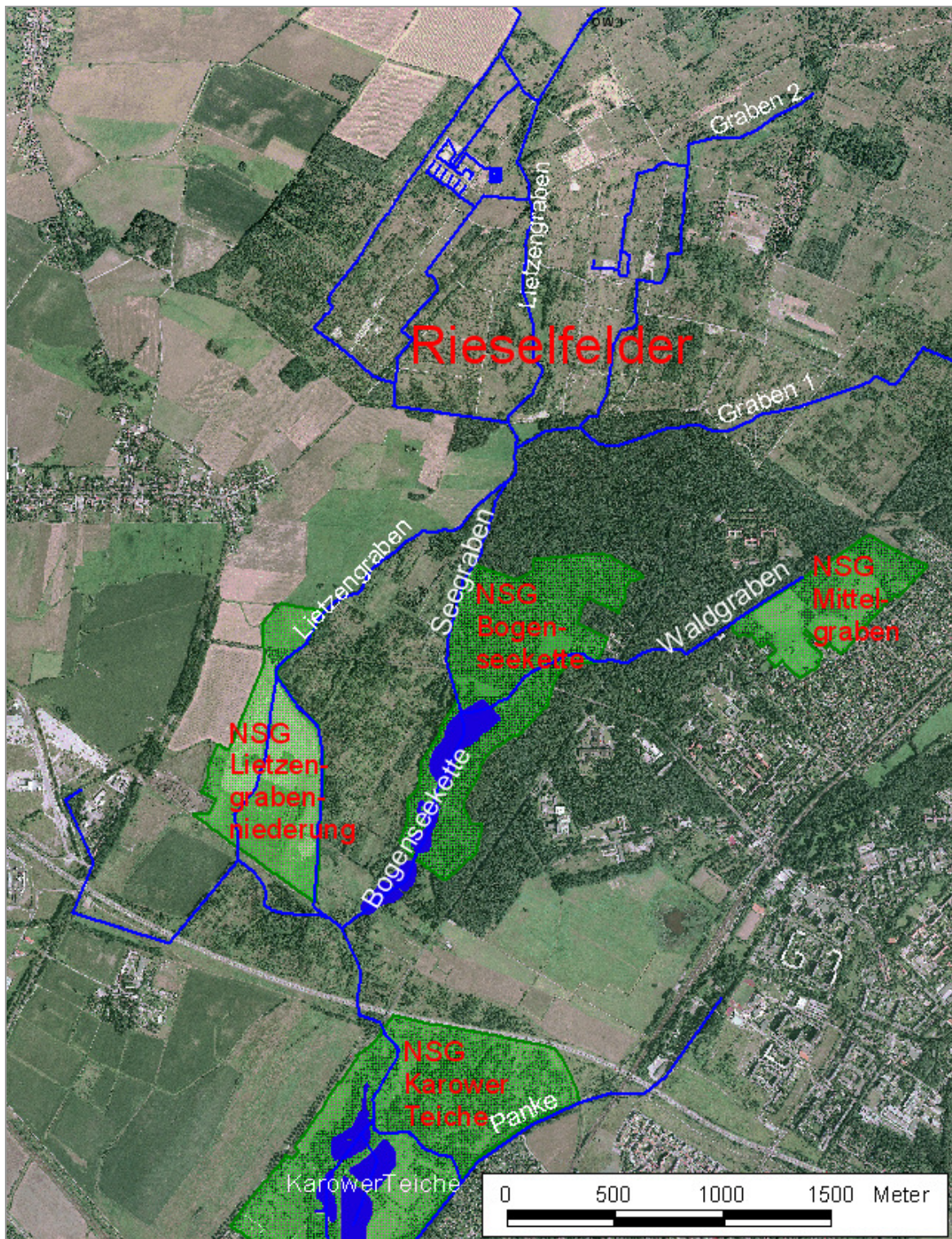


Abbildung 4-1: Kernbereich des Untersuchungsgebietes mit wesentlichen Steuerungs- und Messelementen

Das Gebiet befindet sich am Rand der Barnimhochfläche, welche zum Berliner Urstromtal nach Süden hin abdacht. Das Gefälle ist dementsprechend mit 0,1% im gesamten Gebiet sehr gering. In Tieflandgebieten spielt das oberirdische Einzugsgebiet für den Gewässerabfluss eine wesentlich geringere Rolle als das unterirdische Einzugsgebiet, da über



längere Strecken kaum Oberflächenabfluss auftritt. Die Abgrenzung des Einzugsgebietes erfolgt also anhand der geologischen Situation. Die weichseleiszeitlichen Schmelzwasserablagerungen und Flugsanddecken aus mittel- und feinsandigen Oberflächensedimenten liegen mit einer Mächtigkeit von zwei bis zehn Metern dem Geschiebemergel auf, der im Vergleich zu den gut durchlässigen Sanden durchflusshemmend wirkt und somit das Grundwassereinzugsgebiet des Lietzengrabens nach unten hin abgrenzt (Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg 2004, freundliche mündliche Mitteilung Herr Ginzel 2006, ehemals IGB). Einige Kilometer östlich und westlich des Lietzengrabenverlaufs kommt die Mergelschicht an die Oberfläche und wirkt somit auch oberflächennah einzugsgebietsbegrenzend. Hier bildet sich eine langgestreckte Senke im Geschiebemergel, in der sich der Abfluss sammelt und nach Süden zum Berliner Urstromtal abfließt. Diese Senke kann als Schlauchsander gedeutet werden (Stackebrandt & Manhenke 2002). Das zuvor von Wald bedeckte Gebiet wurde zum Ende des 19. Jahrhunderts im Zuge der Rieselfeldwirtschaft entwaldet. Gleichzeitig wurde das natürliche Abflusssystem begradigt und durch Rieselfeldgräben ergänzt.

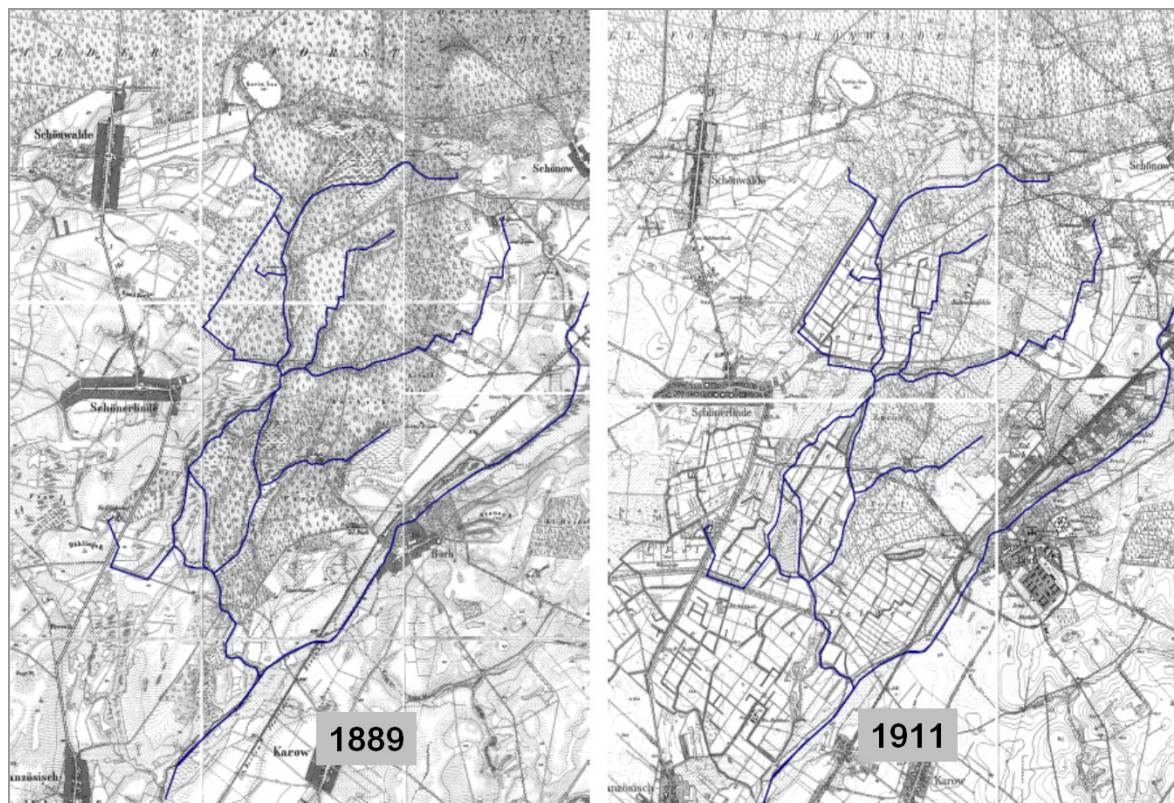


Abbildung 4-2: Historische Abbildungen der Gewässernetzentwicklung (Quelle: Wachholz 2005)

Ab Mitte des 20. Jahrhunderts wurde die Rieselfeldwirtschaft intensiviert, insbesondere seit den 1970er Jahren wurden die aufgeschlagenen Wassermengen stark erhöht (durchschnittlich um  $1 \text{ m}^3/\text{s}$ ). So kam es mit der Rieselfeldbewirtschaftung nicht nur zur Einbringung enormer Wassermengen, welche über ein verzweigtes System aus Gräben und Becken in den Boden infiltriert oder dem Hauptvorfluter Lietzengraben zugeleitet

wurden, sondern auch zur Einbringung von Nähr- und Schadstoffen in den Boden und das Grundwasser.

Nach Beendigung der Rieselfeldwirtschaft 1985 verringerte sich das Abflussvolumen im Mittel von ehemals 1,2 m<sup>3</sup>/s auf heutige 0,1 m<sup>3</sup>/s. Die anlässlich der 750 Jahr Feier Berlins betriebene Aufforstung im Rieselfeldgebiet sollte das Gebiet wieder aufwerten, trug jedoch zur Erhöhung der Verdunstung und damit wiederum zur Abflussverringerung bei. Ein wesentlich stärkerer Faktor für die Abflussreduzierung sind klimatische Veränderungen, vor allem die Entwicklung von den feuchten 1970er zu den trockenen 1990er Jahren. Durch das Zusammenwirken der verschiedenen Ursachen der Abflussreduzierung trocknete im August 2003 sogar einer der unter Naturschutz stehenden Karower Teiche aus.

Auf dem ca. 130 ha großen Gebiet der heutigen Karower Teiche wurde bis zur vorletzten Jahrhundertwende Torf abgebaut (Bezirksamt Pankow von Berlin 2010). In den entstandenen Hohlformen entwickelten sich anschließend Feuchtgebiete und Teiche, die auch von der später anfallenden erhöhten Abflussmenge aus den Rieselfeldern profitierten. 1994 wurden die vier Karower Teiche mit ihren Verlandungszonen und die sie umgebenden naturnahen Wiesen aufgrund des Artenreichtums (an die 70 brütende Vogelarten, seltene Greifvögel wie Rot- und Schwarz-Milan) (Kempe 1991) unter Naturschutz gestellt. Ferner wurden die Bogenseekette sowie die Lietzengraben- Niederung mit der Mündung des Alten Lietzengraben in den Lietzengraben 2002 zu Naturschutzgebieten erklärt (Senatsverwaltung für Stadtentwicklung 2010b). Diese Gebiete sind vor allem wegen ihres Struktureichtums und Wechsels zwischen trockenen und feuchten Gebieten schützenswert. Der Erlenbruchwald des Bucher Forstes im nördlichen Bereich der Bogenseekette sowie die sich südlich anschließenden Gewässerrandstreifen mit dichten Weidenbüschen und großen Röhrichtflächen bieten einen optimalen Lebensraum für Erdkröten, Moorfrösche, Grasfrösche, Teichmolche, Ringelnattern etc. (Klemm & Lindner 1995). Seither sind die ganzjährige Wasserführung der Seen und eine wiederkehrende Vernässung der Feuchtgebiete von Interesse. Unter dem zunehmend trockener werdenden Klima sind Maßnahmen zur Stützung des Wasserhaushalts dieser Gebiete notwendig, damit deren Erhalt sichergestellt werden kann.

#### **4.1.2 Fragestellung**

Aus dieser kurzen Problemanalyse wird deutlich, dass einerseits zukünftig Maßnahmen zur Stabilisierung des Wasserhaushalts notwendig werden, andererseits aber deren Effektivität und Auswirkungen nicht gleichzeitig und nebeneinander in situ ausgetestet werden können. Als effizient und wirkungsvoll dagegen erweist sich die Möglichkeit, das Abflussgeschehen im gesamten Gebiet unter Beachtung der verschiedenen Gebietsbesonderheiten und Randbedingungen im Modell abzubilden. Mit Hilfe dieses Modells können mögliche Bewirtschaftungsstrategien in Form von Szenarien nachgebildet, und diese Strategien im Hinblick auf die oben skizzierte Problematik des Wasserdefizits bewertet werden. Das Ziel ist dabei eine Maßnahmenkombination zu finden, die eine bestmögliche Stabilisierung des Gebietswasserhaushalts sicherstellt. Den Schwerpunkt bildet dabei die nachhaltige Sicherung der Naturschutzgebiete Lietzengrabenental, Bogenseekette und Karower Teiche mit ihren wasserabhängigen, geschützten Biotopen

(Gewässer, Verlandungsbereiche, Niederungsmoor, Erlenbruchwald). Im Mittelpunkt der Untersuchungen stand deshalb die Simulation der Auswirkungen der geplanten und durchgeführten Maßnahmen auf den Landschaftswasserhaushalt des gesamten Einzugsgebietes mit dem Fokus auf die im Süden gelegenen Naturschutzgebiete.

Verschiedene Maßnahmen wurden projektiert und teils auch durchgeführt, um den Gebietswasserhaushalt zu stützen und die hohe Schadstoffbelastung zu reduzieren. Die Einbringung von Lehm in den Oberboden sollte der Schadstofffestlegung im Boden dienen, führte aber auf der anderen Seite ungewollt zu erhöhten Wasserhaltekapazitäten im Oberboden und verringerte dadurch Grundwasserneubildung und Abflussmenge. Mit Stauhaltungen wurde der Gebietsrückhalt erhöht. Während in Staunähe die Grundwasserstände lokal angehoben wurden, sind unterhalb liegende Gebiete benachteiligt, weil weniger Wasser an sie weitergegeben wird. Bei einem Wechsel von grundwasserfernen zu grundwassernahen Standorten kann auch in staunahen Gebieten die Verdunstung stark erhöht werden und damit ein Teil des zurückgehaltenen Wassers gleich wieder verloren gehen. Klarwassereinleitungen aus dem Klärwerk Schönerlinde sollen das Abflussdefizit soweit ausgleichen, so dass die Feuchtgebiete auch in trockenen Jahren bestehen können. Das so erhöhte im Lietzengraben abfließende Wasser kann mit verschiedenen Steuerungselementen in bestimmte sensible Gebiete geleitet werden oder der Erhöhung des Grundwasserspiegels im Gebiet dienen.

Für feuchte und nasse Jahreszeiten oder Perioden wurden vom Berliner Senat verschiedene Abflusswege („Sommer-“ und „Winterweg“) von den Einleitungsstellen zum Vorfluter konzipiert (freundliche Mündliche Mitteilung Herrn Scheffler 2006, ehemals SenStadtUm). Die beiden Abflusswege sind so angelegt, dass das Zusatzwasser entweder in feuchten Perioden den Grundwasserspeicher begünstigt oder in trockenen Zeiten durch die Vorflut schnellstmöglich, also auf dem kürzesten Weg, in die sensiblen Feuchtgebiete abgeleitet wird.

Zusätzlich sollen Staubauwerke den Abfluss in bestimmten Gebieten zurückhalten und saisonal dynamische Wehrsteuerungen dazu genutzt werden wieder eine Überstausituation in Niederungsbereichen für bestimmte Monate zu ermöglichen.

Neben den positiven Effekten können durch die Maßnahmen aber auch, wie oben bereits erwähnt, negative Begleiterscheinungen auftreten: Höhere Verdunstung und Abflussdefizite für die Unterlieger müssen den positiven Wirkungen gegenübergestellt werden.

Um die Wirkung der Steuerungswerkzeuge und die Wasserhaushaltssituation im Untersuchungsgebiet in Überschuss- und Mangelsituationen zu überprüfen und unerwünschte Wechselwirkungen auszuschließen, wurde ein hydrologisches Gebietsmodell mit ArcEG-MO-PSCN-ASM aufgebaut, mit dem man die Abbildung von Oberflächen- und Grundwasserdynamik die Wasserhaushaltsdynamik im Gebiet detailliert simulieren und die konzipierten Maßnahmen optimieren und bewerten kann.



## 4.2 Modellgebiet 2: Luchsee

Etwa 50 km südlich von Berlin liegt die Kraunsicker Platte, die in den letzten beiden Eiszeiten entstanden ist und morphologisch geprägt wurde. Auf ihr befindet sich der Luchsee mit dem den See umgebenden Moor. Wegen der hier noch vorhandenen Schwingdecken (mündl. Mitteilung Herr Albert 2007, untere Wasserbehörde) und des Vorkommens zahlreicher bedrohter Pflanzen- und Tierarten (z. B. seltene Falter, Rückheim 2010) gilt das Moor als besonders schützenswert. Schon im Jahr 1941 wurde der Luchsee durch die preußische Regierung unter Naturschutz gestellt (VO NSG Luchsee 1941). Heute gehört der Luchsee und sein angrenzendes Moorgebiet zur Schutzzone 1 des Biosphärenreservates Spreewald (NatSGSpreewV 1990). Diese hohe Schutzwürdigkeit macht die Degradierungstendenzen, die durch fallende Wasserstände in den letzten drei Jahrzehnten im Moor zu beobachten sind, besonders prekär. Sichtbar werden diese Degradierungstendenzen am Vordringen der Kiefernvegetation in den Moorbereich. Um diesen Prozess aufzuhalten, wird sowohl nach den Ursachen gesucht als auch nach geeigneten Maßnahmen, um die Seewasserstände zu stabilisieren oder im besten Fall sogar zu erhöhen.

### 4.2.1 Hydrologische Gebietseigenschaften

Das Untersuchungsgebiet liegt im Bereich der Krausnicker Berge (siehe Abbildung 4-3), welche zur Endmoränenstaffel der Saale- und Weichseleiszeit zählen (Juschus 2001). Sie wurden bereits in der Saaleeiszeit aufgeschoben und bildeten in der Weichseleiszeit ein Hindernis, das von den weichseleiszeitlichen Loben teils überflossen und teils umflossen wurde. Die saaleeiszeitlichen Bildungen wurden auf diese Weise weichseleiszeitlich überprägt und gestaucht. Beim Rückzug der Eismassen verharnte ein Eisblock im Südosten der Erhebungen, während die Schmelzwässer daran vorbeiflossen und Sanderablagerungen zurückließen. In der so durch den Eiskörper präparierten Hohlform (heute auf 51 m NHN) bildete sich anschließend ein abflussloser See. In der Jüngeren Dryas endete diese Seephase vorläufig. Zu einer großräumigen Versumpfung kam es erst wieder am Ende des Boreals infolge des durch das wärmer und feuchter werdende Klima des Atlantikums hervorgerufenen Grundwasseranstiegs (Strahl 2007). Die Torfakkumulation und damit beginnende Vermoorung wurde ab dem Subboreal durch klimatisch bedingt (zunehmende Trockenheit) fallende Grundwasserspiegel ausgelöst. Ab dem Jüngeren Subatlantikum sind anthropogene Eingriffe durch Siedlungszeiger und Rodungen im Bereich des Luchsees auszumachen. Das Abtrocknen der obersten Torfschicht (durch einen hohen Anteil an Sphagnum-Sporen dokumentiert, Strahl 2007), ist Folge der fortschreitenden Grundwasserabsenkungen, sodass es schließlich auch zu einer allmählichen Verbuschung und Überwaldung kommt. Nach einer stabileren Zwischenzeit sind in den 1970er Jahren erneut Wasserstandsabsenkungen von bis zu einem Meter zu beobachten.

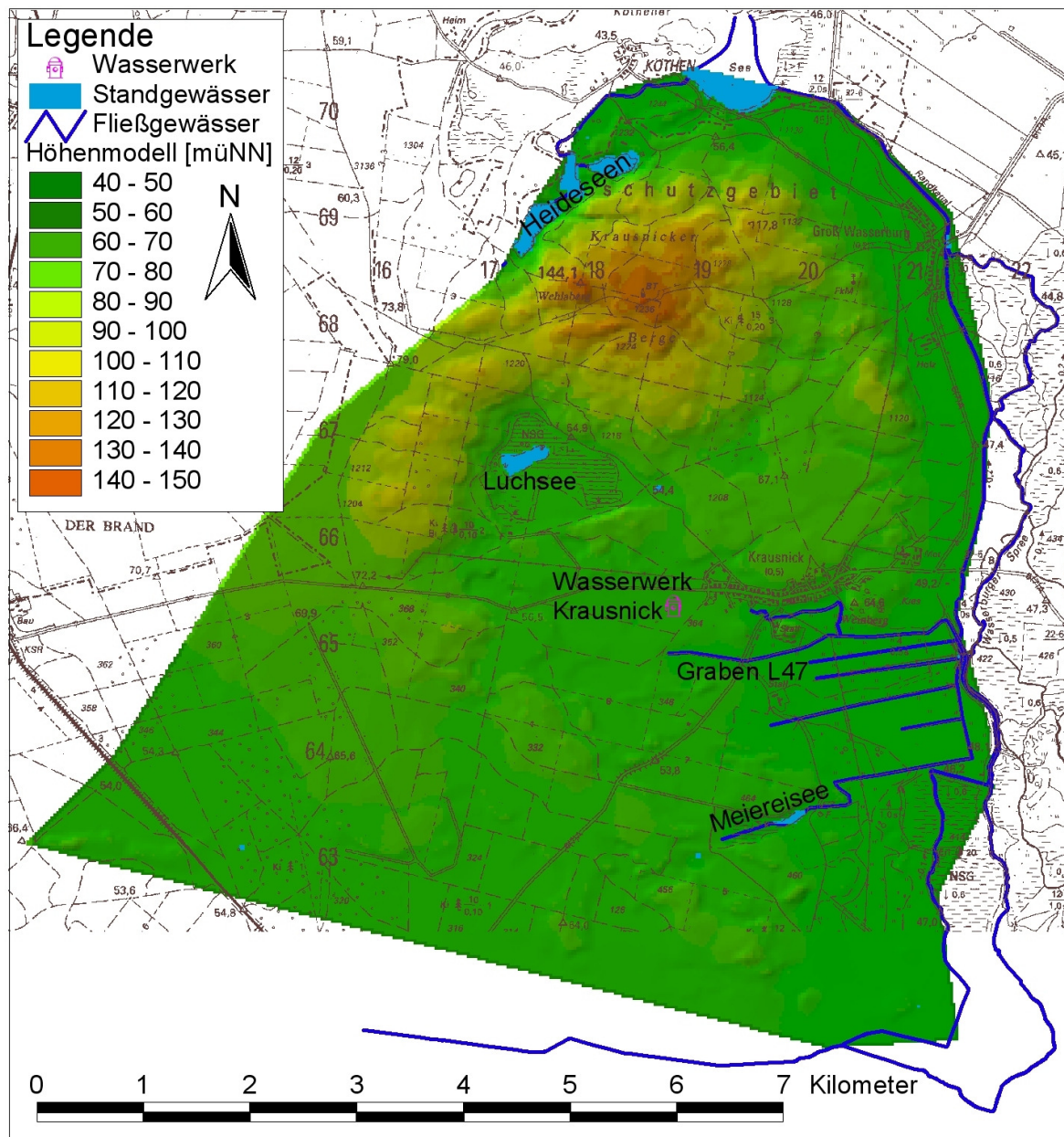


Abbildung 4-3: Lage des Luchsees in den Krausnickern Bergen

Das oberirdische Einzugsgebiet des Luchsees und des ihn umgebenden Moores, das lange als das größte Kesselmoor Brandenburgs bezeichnet wurde (Succow & Joosten 2001), beträgt ca. 5 km<sup>2</sup>. Da der Hauptgrundwasserleiter keinen Kontakt zum Oberflächenwasser hat, wurde angenommen, dass es nur durch das ihm zuströmende Oberflächenwasser gespeist wurde. Heute ist die Einordnung als Kesselmoor umstritten, da neuere Erkenntnisse (Vött 2000) nahe legen, dass das Moor nicht allein durch das Oberflächenwasser, sondern auch durch das oberflächennahe Grundwasser oder Schichtwasser gespeist wird. Einfache Bilanzberechnungen zeigen, dass das im oberirdischen Einzugsgebiet gebildete Wasser für die Speisung des Moores nicht ausreichen würde und ein zusätzlicher Zustrom aus dem Grund- oder Schichtenwasser erfolgen muss. Das unterirdische Einzugsgebiet muss sich demnach über die Grenze des oberirdischen Einzugsgebietes hinaus erstrecken. Da die genauen Grenzen jedoch nicht bekannt



sind, wurden für die Begrenzung des Untersuchungsgebietes soweit möglich Gewässer herangezogen, die die Krausnicker Platte begrenzen und entwässern: Dies sind die Wasserburger Spree im Osten und der Buggraben im Süden. Im Norden begrenzen die Heideseen und der Köthener See das Untersuchungsgebiet, im Nordosten der Randkanal, der das Wasser nach Norden abführt.

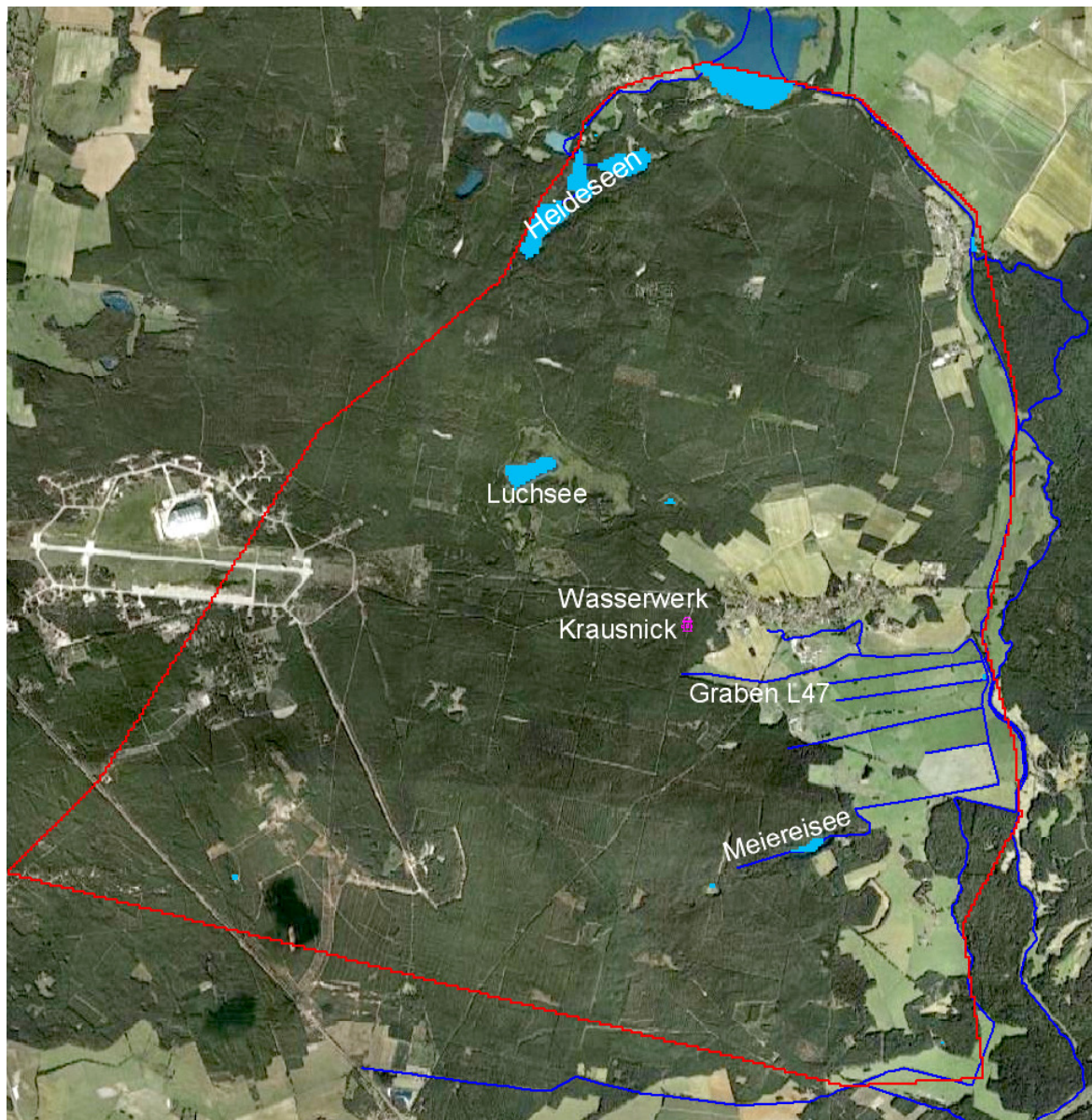


Abbildung 4-4: Übersicht über das Untersuchungsgebiet Luchsee (Hintergrund Google)

Relevante Grundwassernutzungen finden im Untersuchungsgebiet nur durch die Fassung des Wasserwerks Krausnick statt. Weitere Nutzungen erfolgen auf dem Gelände von „Tropical Island“ (tropischer Freizeitpark in der ehemaligen Cargolifter-Werfthalle, Abbildung 4-4, links im Bild) und dem Gelände des Betonmischwerks bei Brand (Brauchwasserfassungen), diese liegen jedoch bereits außerhalb des Untersuchungsgebietes.

### **4.2.2 Fragestellung**

Auch im Untersuchungsgebiet „Luchsee“ ist der Wassermangel ein vordringliches Problem und Anlass zur später vorgestellten Untersuchung. Degradierung des Moorkörpers und das Vordringen von Bäumen in den Moorkörper sind Folge der seit einigen Jahrzehnten sinkenden See- und Moorwasserstände.

Die negative Entwicklung des Wasserhaushalts wird neben der Klimaerwärmung und den veränderten Landnutzungen im Bereich Krausnick mit der Schaffung eines südlich gelegenen, mit Meliorationsgräben durchzogenen Polders in Verbindung gebracht. Einer dieser Meliorationsgräben ist der Graben L 47, der in Abbildung 4-4 dargestellt ist. Aber auch dem nahe gelegenen Wasserwerk Krausnick wird eine Mitschuld am schlechten Zustand des Moores gegeben. Als direkte Maßnahme wird das Entfernen der jungen Bäume (Entkusselung) gefordert, dies ist allerdings in der Schutzzone 1 des Biosphärenreservates Spreewald wegen des starken technischen Eingriffes nicht erlaubt (NatSGSpreewV 1990). Fraglich ist auch, ob die fallenden Wasserstände damit wirklich aufgehalten werden könnten und ob die Wirkung nicht temporär begrenzt wäre, die Maßnahme also regelmäßig wiederholt werden müsste. Ein möglichst natürlicher Weg, dem zunehmenden Zuwachsen des Moorkörpers entgegenzuwirken, wird dagegen in der Anhebung der Wasserstände gesehen, was das Absterben der Bäume und damit den Rückzug des Waldes aus dem Moorbereich als natürliche Folge hätte. Um die Moor- und Seewasserstände anzuheben, sind verschiedene Maßnahmen denkbar, die hinsichtlich ihrer Wirksamkeit mit einem Landschaftswasserhaushaltsmodell überprüft werden sollten.

Da der Luchsee sowohl zufluss- als auch abflusslos ist, kann eine Wasserstandsanhhebung nicht wie im Lietzengrabengebiet über eine Zuführung zusätzlichen Oberflächenwassers oder über Stauregulierungen erfolgen. Stattdessen müssten die Wasserstände über eine gezielte Veränderung der Wechselwirkung zwischen Oberflächenwasser und Grundwasser angehoben werden. Dies kann einerseits über eine Erhöhung der Grundwasserneubildungen im direkten Einzugsgebiet des Luchsees (erhöhter Input), andererseits über eine Verringerung des Abstroms aus dem Moor- und Seegebiet (verringertes Output) erfolgen. Zur Erhöhung des Inputs kann nur der Wasserverbrauch im direkten Einzugsgebiet reduziert werden und dadurch das dem Luchsee zuströmende Sickerwasservolumen erhöht werden. Wasserverbraucher ist neben dem Wasserwerk Krausnick, das ca. 2,5 km westlich des Luchsees und damit außerhalb des direkten Einzugsgebietes liegt, nur die Vegetation: 75% des Untersuchungsgebietes sind mit Kiefern bestanden (siehe Abbildung 4-5). Diese können einerseits über ihre immergrüne Krone ganzjährig Wasser verdunsten, ebenso kann der Niederschlag im Winterhalbjahr nicht, wie das in Laubwäldern der Fall ist, ungehindert auf den Waldboden auftreffen. Zudem können Kiefern tief in den Untergrund reichende Wurzeln ausbilden. Daher wird für das direkte Einzugsgebiet des Luchsees der Umbau der Kiefernreinbestände zu Mischwald als eine mögliche Maßnahme angesehen. Die positive Wirkung auf den Wasserhaushalt soll zusätzlich mit einer Reduzierung der Bestockungsdichte unterstützt werden.

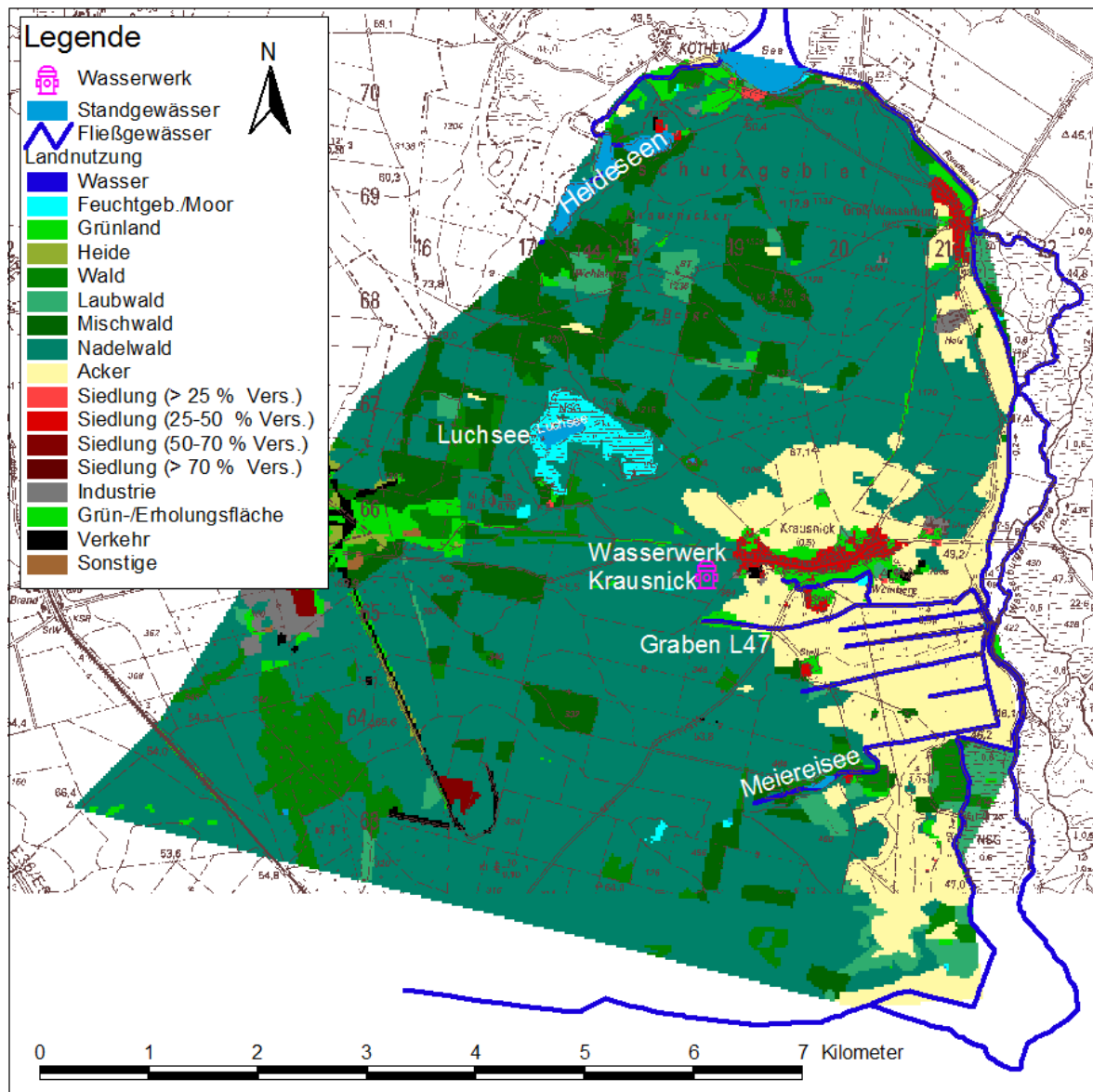


Abbildung 4-5: Landnutzung im Untersuchungsgebiet Luchsee (Quelle: Mey et al. 2008)

Um den Effekt unterschiedlicher Bewaldungsgrade zu untersuchen, wurde auch die historische Ausdehnung und Bestandsintensität der Waldgebiete (1950) im Vergleich zur heutigen Situation modelliert, und mittels Zugrundelegung der Klimaaufzeichnungen seit 1951 konnte der Einfluss der klimatischen Änderungen beurteilt werden.

Weiterhin wird versucht den Luchseewasserstand zukünftig über die Verringerung des Outputs, also über die Reduktion des Abstroms durch die Regulierung des Verbrauches der Unterlieger, langfristig zu stützen. Im Abstrom des Luchsees liegt z.B. das Krausnick-Poldergebiet, das von tiefen grundwasserzehrenden Meliorationsgräben durchzogen ist, die teilweise bis 2 km an den Luchsee heranreichen.

Mit dem Modell wurde untersucht, ob eine Verkürzung der Entwässerungsgräben im Quellgebiet und ein erhöhter Rückstau hinter Staueinrichtungen die Entzugswirkung der Meliorationsgräben reduzieren kann. Ebenso wurde untersucht, ob sich über die im

Norden liegenden Heideseen eine Wasserstandsanhebung bis zum Luchsee über das Grundwasser fortpflanzen könnte.

Das bereits erwähnte Wasserwerk Krausnick liegt ca. 2,5 km vom Luchsee entfernt. Seine Wirkung auf den Wasserhaushalt, mit anfangs (Ende der 1980er Jahre) sehr geringen Fördermengen, die bis heute nur leicht angestiegen sind, wurde ebenfalls in einem Szenario untersucht. Zusätzlich wurde auch eine Maximalvariante der Fördermenge untersucht, um abzuschätzen, wie groß die Auswirkungen wären, würde die derzeit genehmigte Fördermenge voll ausgeschöpft.

### 4.3 Modellspezifikation

Die für die beschriebenen Gebiete konzipierten Maßnahmen sind nicht nur aufwands- und kostenintensiv, sondern teilweise auch irreversibel, daher sind im Vorfeld detaillierte Planungen notwendig. Da Einzelmaßnahmen meist nur sehr lokal wirken, werden Maßnahmenkombinationen angestrebt, die sich auf Einzugsgebietsebene gegenseitig beeinflussen und damit im besten Fall gegenseitig verstärken, im schlechtesten Fall aber gegenseitig aufheben könnten. Da der jeweilige Wirkungsgrad und die Wechselwirkungen der Maßnahmen untereinander im Vorfeld nur abgeschätzt werden können, werden diese mit Hilfe von Modellierungen quantifiziert.

Für die Abbildung von Maßnahmenwirkungen ist eine zeitlich und räumlich hoch aufgelöste Modellierung notwendig. Dabei müssen einerseits die Bewirtschaftungsmaßnahmen im Gewässer, wie zeitlich variable Einleitungs- (Abwassereinleitungen im Lietzengraben-gebiet) oder Entnahmemengen (Grundwasserentnahmen im Luchseegebiet), dynamische Abflussaufteilungen an Verzweigungen und das Ausspiegeln benachbarter Gewässerabschnitte, simulierbar sein. Wasserstandsänderungen von Gewässerabschnitten können entweder vorgegeben werden (Randgewässer Luchseegebiet), oder durch die Berechnung des Rückstaus hinter Staubawerken mit variierender Stauhöhe dynamisch berechnet werden (saisonale Wehrsteuerung im Lietzengraben-gebiet). Andererseits muss auch die Wirkung unterschiedlicher Vegetation auf den Wasserhaushalt (inkl. saisonaler Vegetationseinflüsse) darstellbar sein. Dabei muss nicht nur zwischen verschiedenen Landnutzungsarten (Grünland, Acker intensiv, Acker extensiv, verschieden stark versiegelte Siedlungsflächen, Brachen etc.) unterschieden werden, sondern es muss auch derselbe Waldtyp mit verschiedenen Bestockungsdichten abbildbar sein, damit z. B. im Luchseegebiet die Wirkung des Waldumbaus auf den Wasserhaushalt simuliert werden kann.

Im Modell können die zeitlich veränderlichen Randbedingungen über Bewirtschaftungs-module oder Zeitfunktionen abgebildet werden. Es sind sowohl saisonale Änderungen, wie z. B. der Vegetationszyklus oder wiederkehrende Gewässerbewirtschaftungen, als auch langfristige Änderungen, wie z. B. Landnutzungsänderungen oder Änderungen in der Gewässerbewirtschaftung möglich. So besteht die Möglichkeit, über saisonale Zeitfunktionen oder vorgegebene Zeitreihen eine temporäre Veränderung von Einflussgrößen zu beschreiben, die vom Modell nicht dynamisch gerechnet werden. Damit können Modelle, die eigentlich den gesamten Modellierungszeitraum über die einmalige Parametrisierung als stationär betrachten, auch instationäre Ergebnisse erzeugen. Dies



sind z. B. bei der Nutzung des einfacheren PSCN-Ansatzes Entzugsfunktionen über Pflanzenwurzeln im Jahresgang, die besonders für Ackerflächen typisch sind, oder die Veränderung des Blattflächenindex verschiedener Vegetationstypen. Durch die Veränderung der Vegetationsparameter über Zeitfunktionen können auch Landnutzungsänderungen beschrieben werden, wie z. B. das Aufwachsen des Waldes in Aufforstungsgebieten oder die Umwandlung einer intensiv genutzten landwirtschaftlichen Fläche in eine extensiv genutzte oder Grünlandfläche.

Typische Beispiele im Bereich der Gewässerbewirtschaftung sind die Modellierung von Einleitungen oder Entnahmen, Überleitungen aus einem Gewässer in ein anderes in Abhängigkeit vom Wasserstand oder Abflussvolumen, Rückstaumaßnahmen durch Sohlgleiten, Sohlschwellen oder Bauwerken zur Abflussretention oder Abflussverlagerungen. Für zeitlich gesteuerte Stau- oder Wehranlagen können diese Abflussbeeinflussungen auch über Zeitfunktionen geschrieben werden.

#### **4.3.1 Besonderheiten im Anwendungsfall Lietzengraben**

Für das Modell des Lietzengraben-Einzugsgebietes steht die Abbildung des stark verzweigten und durch Abflussaufteilungen und Zusammenflüsse geprägten Oberflächenwassersystems und dessen Austausch mit dem Grundwasser im Vordergrund. Weiterhin sind zeitlich variable Stauregulierungen bei der Untersuchung der konzipierten Maßnahmen im Modell von großer Bedeutung. Hierbei ist die Abbildung von rückgestauten Bereichen hinter den Wehren auch im Hinblick auf die Interaktion mit dem Grundwasser wichtig; hinzu kommt die Abbildung verschiedener Fließrichtungen je nach Abflusssteuerung (Sommer- und Winterweg). In einem Einzugsgebiet mit vielen Feuchtgebieten und grundwassernahen Standorten spielt die Interaktion mit dem Grundwasser eine wichtige Rolle für die Abbildung des Wasserhaushaltes.

Die eingeleitete Menge des weitgehend gereinigten Abwassers aus dem Klärwerk Schönerlinde wird als **datumsgenaue Einleitungsmenge** in Tagesschritten an den entsprechenden Fließgewässerabschnitten als Wassereinput vorgegeben, eine feinere Differenzierung als die Tagesschrittweite ist in dem hier gewählten Modell allerdings nicht möglich. In der Realität wird das Zusatzwasser jedoch nur zwischen 8 Uhr und 22 Uhr bereitgestellt, sodass die in der Realität existierenden Tag- Nachtschwankungen vom Modell nicht dargestellt werden können. Die Einleitungen erfolgen in biologische Reinigungsteiche, die über kleinere Wehren miteinander verbunden sind. Die Abflussweitergabe erfolgt also nur bei bestimmten Wasserständen, sodass die Tag-Nacht-Schwankungen vergleichmäßig werden und im Vorfluter selbst nicht mehr nachzuweisen sind. So bildet die Modellierung von täglichen Einleitungsmengen zumindest in den Vorflutern die Realität richtig ab.

**Wechselnde Fließrichtungen** (wie z. B. zwischen Sommer- und Winterweg) können derzeit während eines Modelldurchlaufs noch nicht abgebildet werden. Daher wurde also für feuchte und trockene Jahreszeiten mit jeweils einem unterschiedlichen Fließgewässersystem (Sommerweg, Winterweg) gearbeitet, beide Szenarien separat über die gesamte Zeit gerechnet und die Ergebnisse anschließend gegenübergestellt.

Die **Wehre** wurden als Abflusshindernisse in das Modell integriert. Die Abflussweitergabe an Wehren erfolgt, wenn der Wasserstand im Fließgewässer die vorgegebene Überfallhöhe des Wehres überschreitet. Das weitergegebene Abflussvolumen wird in Abhängigkeit von der Überfallbreite mit der Überfallformel nach Polemi (Dyck & Peschke 1995) berechnet. Für die **zeitlich gesteuerten Wehre** wurde die Wehrhöhe über eine Zeitfunktion oder über eine datumsgenaue Angabe vorgegeben.

Der **Rückstau im Gewässer** hinter den Wehren wurde über einen Wasserstandsabgleich der Fließgewässerabschnitte mit ihren Unterliegern gewährleistet, sodass der Rückstau in Abhängigkeit von der Wehrhöhe auch über mehrere Fließgewässerabschnitte im Modell simulierbar ist. Das rückgestaute Wasservolumen richtet sich nach dem Abflussanteil, der aufgrund des höheren Unterliegerwasserstandes nicht weitergegeben werden kann. Ein Wasserstandsvergleich wird in jedem Rechenzeitschritt durchgeführt.

**Abflussaufteilungen** können im Modell entweder wasserstandsabhängig oder prozentual vorgenommen werden. Für beide Aufteilungsarten werden über Tabellen Stützpunkte vorgegeben, zwischen welchen programmintern interpoliert wird. Diese Vorgaben gelten für den gesamten Modellierungszeitraum. Eine sich über die Zeit ändernde Funktion der Abflussaufteilung wird derzeit vom Programm noch nicht unterstützt.

Die **Seen und Teiche** werden über Speicherinhaltslinien beschrieben. Die Seeverdunstung ist dabei nicht nur von den Klimagrößen sondern auch von der aktuellen Ausdehnung der Seeflächen abhängig, sodass die Zehrungsmengen zeitlich veränderlich sind. Für untereinander verbundene Seen, die als eigenständige Seekörper im Modell verankert sind und nicht hintereinander in Fließrichtung liegen, werden zum **Wasserstandsausgleich** Überleitungen in Abhängigkeit vom Wasserstand vorgegeben, wodurch beide Seen immer annähernd gleiche Wasserstände haben.

Für die **Abbildung der Aufforstungsmaßnahmen** seit 1986 wurden die aufwachsenden Bäume über zunehmende Wurzeltiefen und Blattflächenindizes im zeitlichen Verlauf abgebildet, was die Darstellung des ansteigenden Wasserentzugs der aufwachsenden Bäume ermöglicht.

#### **4.3.2 Besonderheiten im Anwendungsfall Luchsee**

Im Gegensatz zum Lietzengrabengebiet spielt das Oberflächengewässer im Untersuchungsgebiet Luchsee eine geringere Rolle. Der Luchsee steht mit den anderen Gewässern im Untersuchungsgebiet lediglich über das Grundwasser in Kontakt, sodass hier Reaktion auf Veränderungen im Wasserhaushalt sehr viel langsamer erfolgen als im oberflächenwassergeprägten Lietzengrabengebiet.

Das Einzugsgebiet des Luchsees zeigt demnach ein Modellierungsbeispiel, in dem die Interaktion zwischen Oberflächengewässer und Grundwasser überwiegend über die ungesättigte Zone beschrieben werden muss. Daher ist es notwendig, die Wirkung der Maßnahmen im gekoppelten System „Oberflächenwasser – Grundwasser“ zu simulieren.

Der **Luchsee** selbst wird über seine **Speicherinhaltslinie**, also über sein Verhältnis von Wasservolumen und Seeoberfläche zu verschiedenen Seewasserständen, beschrieben.



Das umgebende Moor wird im Modell aufgrund der großen Moormächtigkeiten durch hohe Entzugstiefen gekennzeichnet.

Da die **Einzugsgebiete der Randgewässer** nicht Teil des Modellgebietes sind, kann für diese der Durchfluss nicht dynamisch mit dem Landschaftswasserhaushaltsmodell berechnet werden. Stattdessen müssen für diese Gewässer entweder die Durchflussmengen oder die Wasserstände vorgegeben werden. Da sich die Randgewässer im Einstau des Staugürtels des unteren Spreewalds befinden und saisonal nur geringe Schwankungen aufweisen, kommt die Vorgabe fester Wasserstände der Realität am nächsten. Daher werden diese Gewässer als nicht reinfiltrierend definiert, so können sie zwar in Abhängigkeit von ihrem Wasserstand vom Grundwasser gespeist werden, ihrerseits aber nicht das Grundwasser speisen. Durch diese Definition wird vermieden, dass bei eventuell zu hoch vorgegebenen Wasserständen der innere Modellbereich beeinflusst wird und die Grundwasserstände vom Rand her angehoben werden. Zusätzlich wird so auch die Bilanzreinheit des Modells gewährleistet (siehe Kapitel 8).

Die **Fließgewässer** im Gebiet werden wie im Lietzengrabengebiet mit flexiblen Wasserständen und Rückstaumöglichkeiten hinter Wehren simuliert. Die Gewässerprofile wurden hier allerdings nicht vermessen, sondern von Fach- und Ortskundigen (Herr Albert 2007, untere Wasserbehörde) abgeschätzt.

Die **Grundwasserförderung** des Wasserwerks Krausnick wird über eine zeitlich gesteuerte Entnahme im Grundwassermodell lagegenau an den drei Förderbrunnen abgebildet, diesen wird jeweils eine zeitlich variable Fördermenge als Entzugsfunktion vorgegeben.

Die für die beiden Untersuchungsgebiete aufgebauten Modelle müssen, vor ihrem Einsatz zur Berechnung von Szenarien-Analysen, kalibriert und validiert werden.

---

## 5 Kalibrierung und Validierung gekoppelter Modelle

In diesem Kapitel werden die erstellten Modelle auf ihre Modellqualität hin untersucht. Dazu wird eine Kalibrierung und Validierung anhand eines Vergleichs der Messdaten mit den modellierten Werten vorgenommen. Eine Untersuchung möglicher Fehlerquellen, die durch Unsicherheiten der Eingangsdaten verursacht werden können, wird an einzelnen Beispielen der für die Kopplung relevanten Parameter aufgezeigt. Im ersten Teil wird das Vorgehen bei der Kalibrierung beschrieben, nach welcher die Anpassung des Modells über drei Kalibrierungsparameter vorgenommen wurde. Mit der für den Kalibrierungszeitraum ermittelten optimalen Parameterkombination wird anschließend der Validierungszeitraum gerechnet. Als Maß für die Modellsicherheit werden die für den Kalibrierungszeitraum erreichten Qualitätsmaße herangezogen und denen des Kalibrierungszeitraumes gegenübergestellt.

Die Modelle eignen sich durch ihre aufwändige Numerik (siehe vorheriges Kapitel) und die dadurch erzeugten langen Rechenzeiten nicht für umfangreiche Modellkalibrierungen, wie sie von Hill & Tiedemann 2007 beschrieben werden, bei denen die Parameteroptimierung z. B. im Rahmen von Langzeitsimulationen durch Variationen aller denkbaren Parametersätze erfolgt. Stattdessen wird die Kalibrierung mittels einer sukzessiven Anpassung der Parameter durchgeführt. Dazu werden drei – die Kopplung zwischen Oberflächenwasser- und Grundwassermodell betreffende – Parameter (Durchlässigkeitsbeiwerte, Speicherkoeffizienten und Leakagewerte) verwendet. Dabei werden zuerst die Parameter, die einen größeren Einfluss auf die Modellergebnisse haben als andere, angepasst (siehe Kapitel 5.5). Die Parameter können dabei jeweils „global“ und „lokal“ kalibriert werden. Bei der „globalen“ Anpassung wird der jeweilige Parameter im gesamten Untersuchungsgebiet einheitlich verändert, sodass die Proportionen in der räumlichen Verteilung erhalten bleiben. Bei der „lokalen“ Kalibrierung hingegen können diese räumlichen Proportionen durch nachjustieren an Einzelstandorten oder in bestimmten Regionen verändert werden.

Unsicherheiten bei der Abschätzung von Eingangsdaten können die Modellgenauigkeit beeinflussen. Zu beachten ist dabei, ob die verfügbare Datenbasis zur Parametrisierung des Oberflächengewässer- und Grundwassermodells (Transmissivitäten und Porositäten des Grundwasserleiters, Sohlhöhen der Gewässer, Stauhöhen der Bauwerke) ausreicht.

Die Parameterunsicherheit kann im Rahmen der Kalibrierung begrenzt werden, indem innerhalb einer realistischen Parameterspannweite nach den plausibelsten Ergebnissen gesucht wird. In Kapitel 5.5 werden Sensitivitätsanalysen zu den drei Parametern vorgestellt.

### 5.1 Vorgehensweise bei der Modellkalibrierung

In einem den gesamten Wasserhaushalt umfassenden Modell können die Kalibrierungsparameter unter Umständen sehr zahlreich sein. Der Aufwand der Parameteroptimierung wächst mit der Anzahl der anzupassenden Parameter. Zusätzlich ist die Gefahr der Überparametrisierung gegeben, wenn alle vermeintlich relevanten Prozesse vom Modell möglichst detailliert abgebildet werden sollen (Beven 1989).

Eine Kalibrierung der Modellparameter für das Oberflächenwassermode (eine Übersicht der Modellparameter findet sich im Anhang) wurde als nicht notwendig angesehen, da diese bereits in der Modellgeschichte an vielen Beispielen kalibriert wurden und als feste Größen in das Modell integriert wurden. So werden z. B. für nicht definierte Bodenhorizonte typische bodenphysikalische Speichergrößen aus der KA4 (AG Boden 1994) bzw. KA5 (AG Boden 2005) eingelesen, sofern die Bodenart bekannt ist und keine genaueren Bodenuntersuchungen vorliegen. Ebenso beruht die Parametrisierung der CIR-Landnutzungen über vegetationsarttypische Wurzeltiefen, Rauigkeiten, Interzeptions-speichereigenschaften, Bedeckungsgrade und Albedo auf Literaturwerten (Binder et al. 2006, Hammel & Kennel 2001, Larcher 1984) und langjähriger Modellerfahrung mit ArcEGMO (Pfützner 2002).

Für die hier beschriebene Kopplung zwischen dem hydrologischen Modell ArcEGMO und dem Grundwassermode ASM liegen dagegen noch keine Erfahrungen hinsichtlich der Parameterkalibrierung vor. Zusätzlich sind die maßgeblichen Parameter für den Austausch zwischen beiden Modellen schwieriger zu bestimmen als die Parameter des Oberflächenwassermode allein. Daher soll im Folgenden ausschließlich auf die Kalibrierung der Interaktion zwischen Grund- und Oberflächenwassermode eingegangen werden.

Die Parameter, die für den Austausch zwischen Grundwasser und Oberflächenwasser herangezogen werden, sind die Speicherkoeffizienten und Durchlässigkeitsbeiwerte ( $k_F$ -Werte) des Aquifers und die Durchlässigkeiten der Fließgewässersohle (Leakagewerte). Diese Parameter liegen in keinem der untersuchten Einzugsgebiete flächendeckend in gesicherter Form vor, sodass die aus Abschätzungen oder Vorkalkulationen ermittelten Werte nur als Anhaltspunkt dienen und innerhalb einer gewissen Wertespanne variierbar sind und so für die Kalibrierung des gekoppelten Mode genutzt werden können.

Der Durchlässigkeitsbeiwert und das Grundwassergefälle bestimmen die Grundwasserfließgeschwindigkeit. Für die Bestimmung vor Ort werden Pumpversuche durchgeführt (Fitts 2002, Langguth & Voigt 1980, Matthess 1994), die aber zeit- und kostenaufwändig sind und nur örtlich begrenzte Ergebnisse liefern, da sie von homogenen Grundwasserleitern ausgehen. Einfacher ist es, die  $k_F$ -Werte aus Bohrprotokollen von Grundwassermessstellen oder Brunnen und der dort angetroffenen Korngrößenverteilung der Sedimente abzuleiten (AG Boden 1994, Beyer 1964, Hazen 1893, Seelheim 1880). Liegen diese Angaben nicht vor, können die  $k_F$ -Werte aus Grundwassergleichplänen abgeschätzt (Hölting 1996) oder über eine separate „inverse Grundwassermodellierung“ berechnet werden, indem aus einer vorgegebenen Grundwasseroberfläche die resultierenden  $k_F$ -Werte ermittelt werden.

Die  $k_F$ -Werte müssen für die Modellrechnungen flächendeckend vorliegen. Eine räumliche Interpolation zwischen standortbezogenen Einzelwerten sollte nur vorgenommen werden, sobald eine ausreichende Anzahl gemessener oder abgeschätzter  $k_F$ -Werte vorliegt. Bei der Modellkalibrierung können die  $k_F$ -Werte mit einem „globalen“ Faktor nachjustiert werden, falls sich durch die Berechnungen im gekoppelten Modell Abweichungen des Grundwassergefälles ergeben. Wird das Grundwassergefälle auf Gebietsmaßstab richtig abgebildet, so können lokale Abweichungen zwischen gemessenen und modellierten Grundwasserganglinien zur örtlich gezielten Anpassung einzelner Grundwasser-

messstellen herangezogen werden. Da die Grundwasserleiter nicht homogen sind, ist diese lokale Anpassung gerechtfertigt.

Nachdem die mittleren Grundwasserstände kalibriert wurden, wird der Speicherkoeffizient zur Anpassung der Grundwasseramplitude genutzt. Die Speicherkoeffizienten werden ebenfalls aus dem Sediment des Aquifers abgeschätzt. Für ungespannte Grundwasserleiter entsprechen die Speicherkoeffizienten dem nutzbaren Porenvolumen und liegen für die verschiedenen Substrate zwischen 0,1 und 0,3 (Hölting 1996). Bei der Kalibrierung der Grundwasseramplitude sollten Grundwasserganglinien an mehrjährig gemessenen Grundwassermessstellen herangezogen werden, die nicht vom Oberflächengewässer beeinflusst sind.

Die Grundwasserpegel in Fließgewässernähe sind teilweise stark durch ihr benachbartes Gewässer geprägt. An diesen lassen sich die Leakagewerte, die die Austauschwassermenge zwischen Grundwasser und Oberflächenwasser maßgeblich bestimmen, kalibrieren. Die Modellkalibrierung erfolgt schrittweise nach dem oben beschriebenen Muster (siehe auch Abbildung 5-1). Die Qualitätsparameter für Kalibrierungs- und Validierungszeitraum werden im Kapitel 5.3 und 5.4 für beide Untersuchungsgebiete gegenübergestellt.

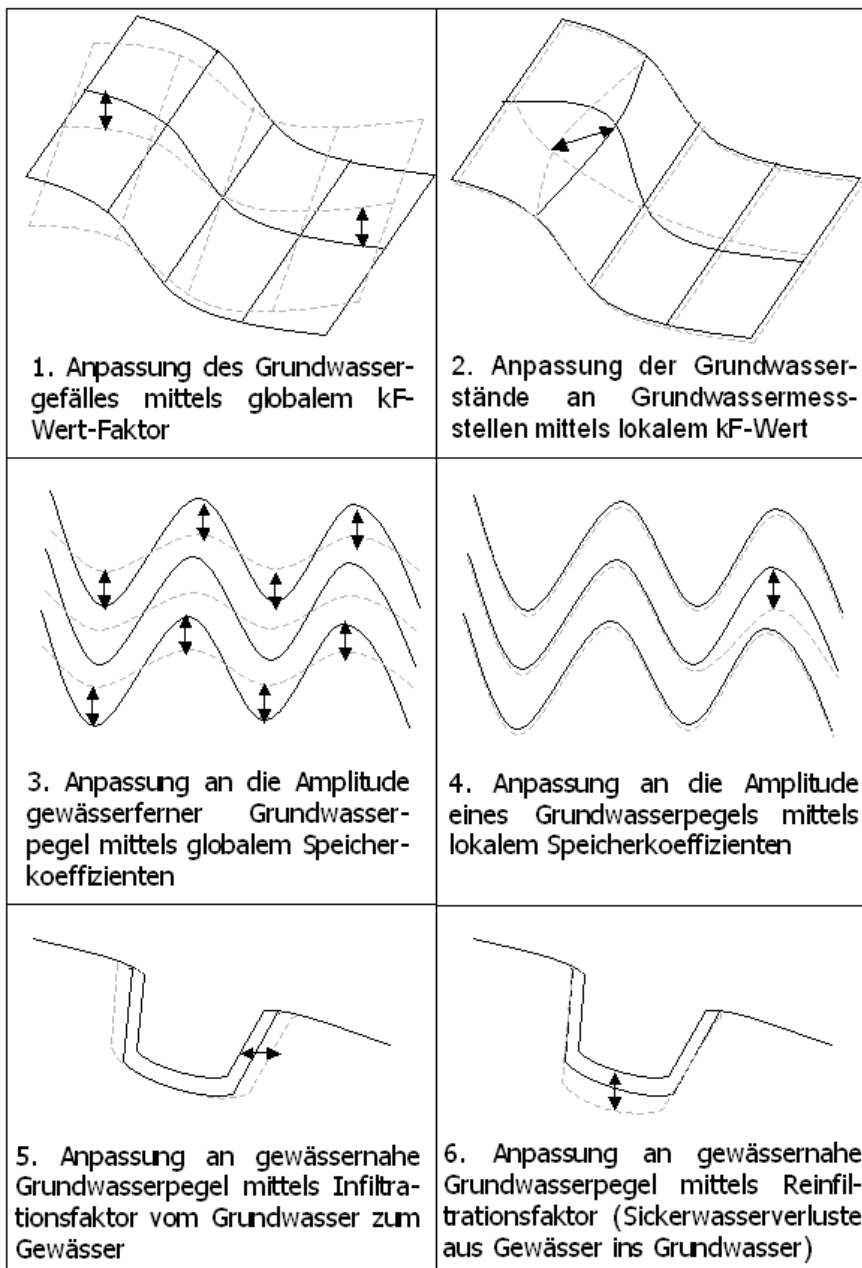


Abbildung 5-1: Vorgehensweise bei der Kalibrierung

## 5.2 Gütekriterien zur Modellvalidierung

Für die Bewertung der Modellgüte wurde eine Modellvalidierung vorgenommen, indem ein zweiter Modellzeitraum gewählt wurde, für den wiederum die Übereinstimmung zwischen modellierten Durchflüssen und Grundwasserständen und den gemessenen Werten an Abflusspegeln und Grundwassermessstellen untersucht wurde. Die Kongruenz zwischen gemessenen und simulierten Ganglinien wurde mittels verschiedener Gütekriterien quantifiziert.

Als erstes werden die Mittelwerte, Minima und Maxima der gemessenen Werte (x) mit den modellierten (y) Werten (hier Grundwasserstände und Abflussvolumen) verglichen. Während der Mittelwert darüber Auskunft gibt, ob das modellierte Abflussvolumen über

den gesamten Zeitraum dem gemessenen entspricht bzw. ob die mittleren Grundwasserstände vom Modell wiedergegeben werden, können Minima und Maxima herangezogen werden, um zu beurteilen, ob auch die Spannbreite der modellierten und gemessenen Größen übereinstimmt. Mit diesen drei Größen können jedoch noch keine Aussagen über den zeitlichen Zusammenhang zwischen modellierten und gemessenen Werten gemacht werden: Um dies zu erreichen, ist es zusätzlich notwendig, die modellierten und gemessenen Wertepaare jedes einzelnen Rechenzeitschrittes zu vergleichen.

Mit der Wurzel der mittleren quadratischen Abweichung (A) wird die Summe der Übereinstimmung der einzelnen Wertepaare bewertet. Die Quadratur der Wertedifferenz verhindert dabei, dass sich positive und negative Abweichungen bei der Addition aufheben:

$$A = \sqrt{\frac{\sum_i^n (x_i - y_i)^2}{n}} \quad (14)$$

Die Abweichung soll dabei möglichst klein sein, der Wert selbst gibt aber noch keine Auskunft darüber, wie die Abweichung im Verhältnis zum Wertebereich der gemessenen bzw. simulierten Werte zu verstehen ist. Das führt dazu, dass z. B. bei gleicher Modellgüte die mittlere quadratische Abweichung für einen Abflusspegel mit hohen Abflüssen höher ausfällt als die mittlere quadratische Abweichung für einen Abflusspegel mit geringeren Abflüssen.

Bei der Berechnung des Korrelationskoeffizienten nach Pearson wird die Kovarianz der Wertepaare in Bezug zur Standardabweichung gesetzt:

$$R = \frac{\sum_i^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_i^n (x_i - \bar{x})^2 * \sum_i^n (y_i - \bar{y})^2}} \quad (15)$$

Da negative Korrelationskoeffizienten bedeuten, dass die betrachteten Ganglinien gegenläufig verlaufen, müssen die Korrelationskoeffizienten im positiven Bereich liegen, wenn sie synchron verlaufende Ganglinien beschreiben sollen. Je näher der Korrelationskoeffizient an den Wert 1 herankommt, desto besser ist die Anpassung. Der Nachteil hierbei ist, dass proportionale Unterschiede zwischen gemessenen und modellierten Werten nicht berücksichtigt werden, d. h. systematische Über- oder Unterschätzungen oder unterschiedliche Schwankungsbereiche beider Wertemengen trotzdem einen Korrelationskoeffizienten von 1 erzeugen können.

Im Gegensatz zu dem Korrelationskoeffizienten bezieht der Nash-Sutcliffe-Koeffizient (Nash & Sutcliffe 1970) die gemessene Wertespanne mit ein, indem er die Abweichung jedes modellierten Wertes zu dem zum entsprechenden Zeitpunkt gemessenen Wert ins Verhältnis zur Abweichung dieses gemessenen Wertes zum Mittelwert aller gemessenen Werte setzt. Der so berechnete Wert wird von 1 abgezogen und nimmt daher einen Wert zwischen -∞ und 1 an:

$$NS = 1 - \frac{\sum_i^n (y_i - x_i)^2}{\sum_i^n (y_i - \bar{y})^2} \quad (16)$$

Je näher der Nash-Sutcliffe-Koeffizient also bei 1 liegt, desto besser ist die erzielte Anpassung zwischen gemessenen und modellierten Werten. Liegt der Nash-Sutcliffe-Koeffizient bei 0, ist die Anpassung zwischen modellierten und gemessenen Werten nur so gut wie die Abweichung des jeweiligen Wertes zum Mittelwert der gesamten Wertemenge. Negative Werte bedeuten, dass die Mehrheit der simulierten Ergebnisse ihren gemessenen Gegenpart weniger gut trifft als den Mittelwert.

Neben den quantifizierbaren Qualitätskriterien wird die visuelle Betrachtung der modellierten Ganglinien als ebenso wichtige Methode angesehen (Gewässerkundlicher Landesdienst Thüringen 2005). Vor allem bei unterschiedlich guten Anpassungen über den zeitlichen Verlauf können bei der visuellen Auswertung der Ergebnisse Phasen besserer und schlechterer Anpassungen erkannt werden. Zudem ist die visuelle Auswertung auch besonders geeignet, wenn es um die Bewertung der Dynamik der modellierten Ganglinien geht, da nur mit dieser Methode erkannt werden kann, ob vorhandene Abweichungen Extremwerte oder bestimmte Modellierungsphasen betreffen oder ob bei allen Wertepaaren geringe Abweichungen auftreten, die sich über den gesamten Betrachtungszeitraum aufsummieren.

### 5.3 Kalibrierung und Validierung des Lietzengraben-Modells

Das Untersuchungsgebiet Lietzengraben zeichnet sich bezüglich Kalibrierung und Validierung dadurch aus, dass es in der Vergangenheit vergleichsweise gut untersucht wurde. So stehen Messungen an mehr als 30 Grundwassermessstellen mit unregelmäßiger Beprobung über eine Zeit von ca. 30 Jahren zur Verfügung. Zwei Abflussmessstellen wurden im Rahmen eines Wiedervernässungsversuchs (Nützmann et al. 2002) von 1996 bis 1999 täglich gemessen. Weitere sieben Abflusspegel wurden im Rahmen des durch Berliner Forsten initiierten Umweltentlastungsprojekt „4914 UEP/OÜ 5 Wiederbewässerung der Rieselfelder um Hobrechtsfelde“ eingerichtet und während eines Monitoringprogramms durch das Umweltvorhaben Berlin - Brandenburg (UBB) seit 2005 täglich beprobt (Kade et al. 2006, Möller et al. 2005).

Für eine erste Parametrisierung des instationären Modells führte Wachholz (2005) eine separate, stationäre Grundwassermodellierung mit MODFLOW durch. Die ermittelten Parameter wurden in das ArcEGMO-PSCN-ASM-Modell übertragen und im Rahmen der Kalibrierung weiter angepasst. Die mit MODFLOW ermittelten hydraulischen Leitfähigkeiten lagen zwischen  $1,4 \cdot 10^{-3}$  m/s und  $3,8 \cdot 10^{-5}$  m/s. Im Zuge der Kalibrierung wurden sie auf Werte von  $5 \cdot 10^{-4}$  m/s bis  $8 \cdot 10^{-5}$  m/s verringert. Dabei wurden Regionen mit ähnlichen Grundwasserreaktionen gemeinsam betrachtet und deren  $k_F$ -Werte „lokal“ angepasst. Die Leakagewerte wurden direkt aus dem MODFLOW Modell übernommen. Ihre Wertespanne reichte von  $1,5 \cdot 10^{-6}$  m/s bis  $3,4 \cdot 10^{-5}$  m/s. Hinsichtlich der Reinfiltration aus dem Fließgewässer ins Grundwasser wurden die Leakagewerte um den Faktor 10 herabge-

setzt, damit die geringeren Durchlässigkeiten der kolmatierten Sohle gegenüber den besser durchlässigen Uferbereichen abgebildet werden können.

In Abhängigkeit von den vorhandenen Abflusswerten (1996 bis 1999 und 2005 bis 2007) wurden Kalibrierungs- und Validierungszeitraum festgelegt. Die Kalibrierung erfolgte an den Daten des ersten Messzeitraums (1997 bis 1999), die Validierung an den aktuelleren Messungen (2005 bis 2007). Für die Qualitätsbestimmung der Grundwassermodellierung wurde ein abweichender Kalibrierungs- bzw. Validierungszeitraum bestimmt, da durch die teilweise nur sporadisch vorhandenen Grundwassermessungen nicht ausreichende Werte in beiden Perioden vorhanden waren. Der Kalibrierungszeitraum wurde daher von 1994 bis 1999 und der Validierungszeitraum auf 2000 bis 2006 erweitert (obwohl die Grundwassermessungen nur bis 30. Oktober 2006 vorliegen). Bei der statistischen Auswertung (Minimum, Mittelwert und Maximum) wurden Kalibrierungs- und Validierungszeitraum nicht unterschieden.

Die größtenteils gute Übereinstimmung zwischen gemessenen und simulierten mittleren Grundwasserhöhen zeigt Abbildung 5-2. Die größten Abweichungen von mehr als einem halben Meter sind am Pegel BU27 zu erkennen: Dieser liegt direkt neben einem alten Verrieselungsbecken, an dem auch die Wiedervernässungsversuche (1996 bis 1999) stattfanden, für deren Verlauf jedoch keine Werte vorlagen und die daher bei der Modellierung nicht berücksichtigt werden konnten. Die starke Erhöhung der gemessenen Werte gegenüber den modellierten Werten ist also durch die Bewässerung plausibel erklärbar.

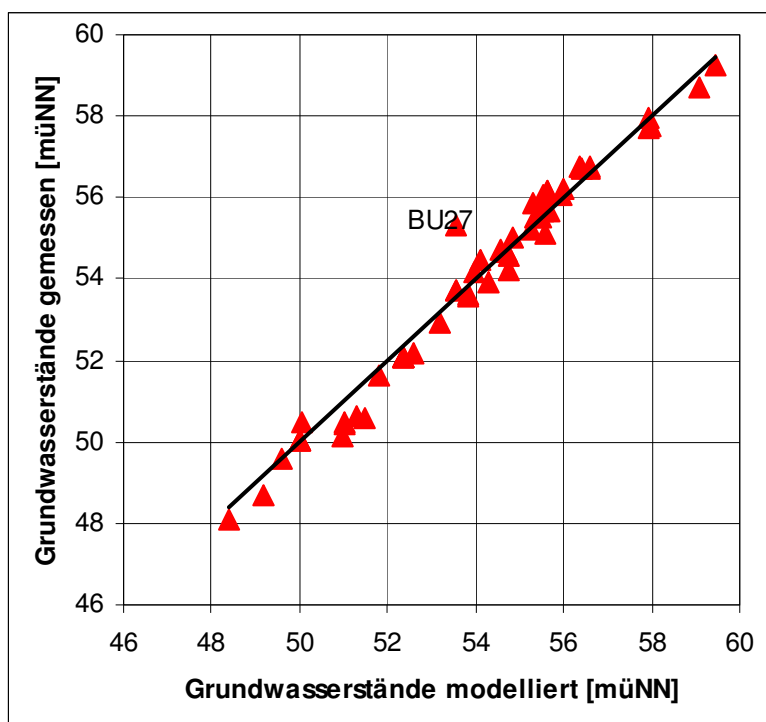


Abbildung 5-2: Gemessene und modellierte mittlere Grundwasserstände (Lietzengraben)

Die räumliche Verteilung der mittleren Grundwasserstände ist in Abbildung 5-3 dargestellt.



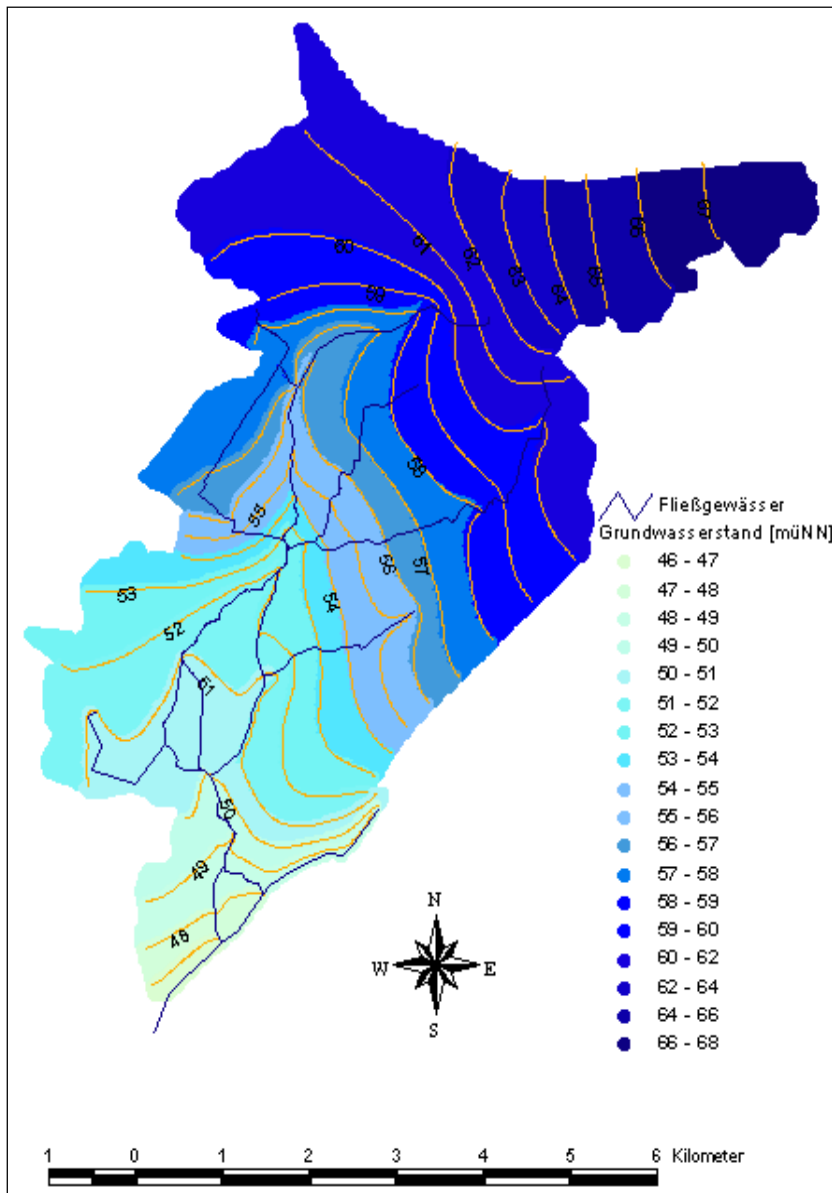


Abbildung 5-3: Räumliche Verteilung der modellierten mittleren Grundwasserstände (Lietzengraben)

Die Grundwasserstände variieren im Untersuchungsgebiet um 20 m. Entlang der Hauptfließgewässer (vor allem entlang des Lietzengrabens) zeigt sich die entwässernde Wirkung über die Vorfluter an den zurückspringenden Grundwasserisohypsen. Einige Nebengewässer scheinen nicht mit dem Grundwasser in Kontakt zu stehen, was an den unbeeinflussten Grundwasserisohypsen abzulesen ist. Es ist aber auch denkbar, dass sich hier effluente und influente Verhältnisse über längere Sicht im Gleichgewicht befinden. Im nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes sind anhand der in Fließgewässernähe erhöhten Grundwasserstände entlang von Graben 2 aber auch Abflussverluste aus dem Fließgewässer zum Grundwasser zu erkennen.

Im Folgenden werden die lokalen Anpassungen an einigen Grundwassermessstellen und Abflusspegeln vorgestellt. Die Lage der ausgewählten Pegel zeigt Abbildung 5-4.



*Tabelle 2: Qualitätsparameter für die Grundwassermessstellen EPA162, BU005/18/74 und BU01*

<b>EPA162</b>	A	Pearson	NSE	Statistik	Mittel [mNHN]	Min [mNHN]	Max [mNHN]
1994-1999	0,04	0,94	0,84	gemessen	49,48	48,89	50,30
2000-2006	0,02	0,73	0,52	modelliert	49,44	48,98	50,23

<b>BU005/18/74</b>	A	Pearson	NSE	Statistik	Mittel [mNHN]	Min [mNHN]	Max [mNHN]
1994-1999	0,084	0,63	-1,62	modelliert	52,39	51,63	53,28
2000-2006	0,033	0,92	0,28	gemessen	52,23	51,68	52,64

<b>BU01</b>	A	Pearson	NSE	Statistik	Mittel [mNHN]	Min [mNHN]	Max [mNHN]
1994-1999	0,02	0,84	0,21	modelliert	54,34	54,04	55,03
2000-2006	0,03	0,86	0,10	gemessen	54,24	53,82	54,75

Bei der einfachen statistischen Betrachtung zeigt sich, dass die gemessenen und modellierten Mittelwerte nur im Zentimeterbereich voneinander abweichen (siehe Tabelle 2). Beim Minimum und Maximum liegen die Abweichungen zwischen gemessenen und modellierten Werten bereits im Dezimeterbereich. Die größten Unterschiede zeigt Pegel BU005/18/74: Das modellierte Maximum liegt 64 cm über dem gemessenen Maximum, dagegen liegt das modellierte Minimum nur 5 cm niedriger als das gemessene Minimum. Die Mittelwerte weichen um 26 cm voneinander ab. An den anderen Grundwassermessstellen (EPA162 und BU01) wurden wesentlich geringere Abweichungen berechnet: die Mittelwerte weichen höchstens 10 cm voneinander ab, die Extremwerte um maximal 28 cm, was eine gute Anpassung dieser Messstellen erwarten lässt.

Die Korrelationskoeffizienten zeigen gute bis sehr gute Anpassungen. Den mit 0,63 geringsten Korrelationskoeffizienten für den Kalibrierungszeitraum weist auch hier wieder der Pegel BU005/18/74 auf. Allerdings erhöht sich die Korrelationsgüte im Validierungszeitraum auf 0,92, was belegt, dass sich die Anpassungsgüte im Laufe der Zeit verbessert. Dies erscheint durchaus plausibel, wenn man bedenkt, dass das Modell die aktuelle Landnutzungssituation abbildet.

Die Nash-Sutcliffe-Effizienzen erreichen nur für den Pegel EPA162 akzeptable Ergebnisse ( $NSE > 0,5$ ). An der Messstelle BU005/18/74 sind sogar negative Effizienzen für den Kalibrierungszeitraum ermittelt worden. Hier wird deutlich, dass mit den gewählten Methoden sehr unterschiedliche Qualitätsergebnisse erzielt werden. Besonders die starken Abweichungen zwischen Kalibrierungs- und Validierungszeitraum illustrieren, dass die Ergebnisse zu bestimmten Zeiten besser oder schlechter mit den gemessenen Werten übereinstimmen. Eine visuelle Auswertung der Ganglinien ist also sinnvoll, da so die gesamte Dynamik und die zeitlichen Änderungen der Anpassung besser eingeschätzt werden können.

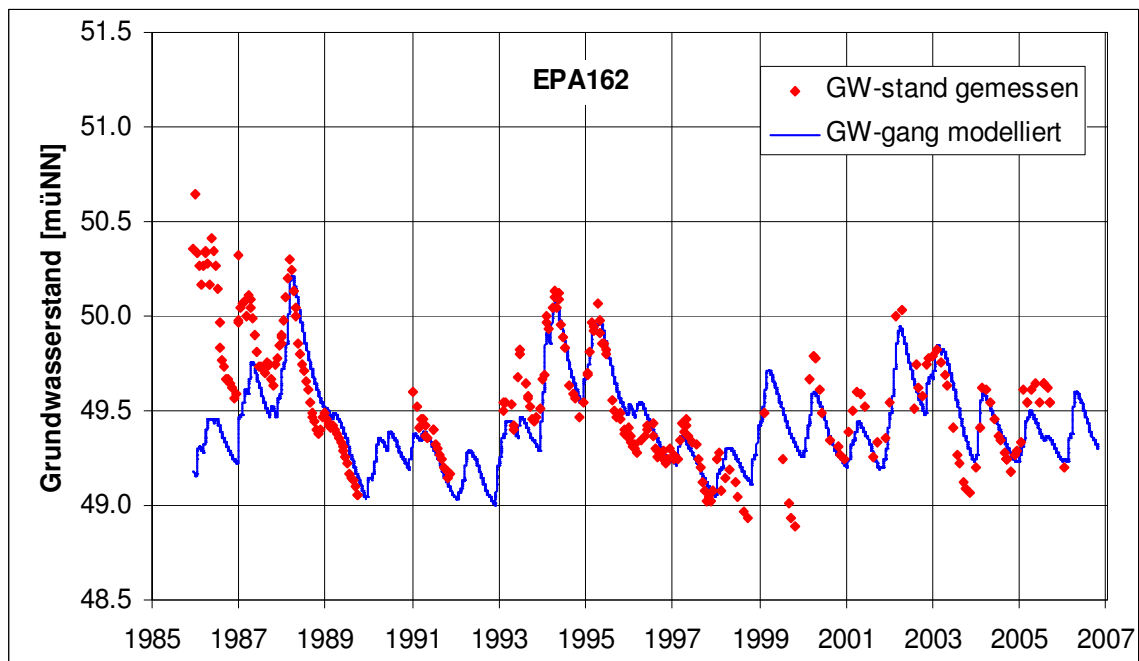


Abbildung 5-5: Gemessener und modellierter Grundwassergang an der Messstelle EPA162 (Lietzengraben)

Der modellierte Grundwassergang für die Messstelle EPA162 in der Nähe der Karower Teiche zeigt im Vergleich zu den dort gemessenen Grundwasserständen, dass sowohl die jahreszeitlichen Amplituden als auch die Schwankungen von Feucht- und Trockenperioden gut abgebildet werden (siehe Abbildung 5-5). Die höheren Abweichungen in den ersten zwei Jahren (1985 bis 1987) sind auf die Grundwassererhöhung durch die Rieselfeldwirtschaft zurückzuführen, die im Modell nicht abgebildet wurde. Die Abweichungen klingen nach deren Beendigung 1987 langsam aus. Daran ist ersichtlich, dass die Grundwasserstände während der Rieselfeldbewirtschaftung um 1 m bis 2 m erhöht gewesen sein müssen.

Abbildung 5-6 zeigt für die Grundwassermessstelle BU 005/18/74 OP, dass die Grundwasserstände in den Winterhalbjahren stark überschätzt werden, während die Niedrigwasserzeiten gut abgebildet werden. So kommen auch die hohen Abweichungen zwischen berechnetem und modelliertem Maximalwert zustande.

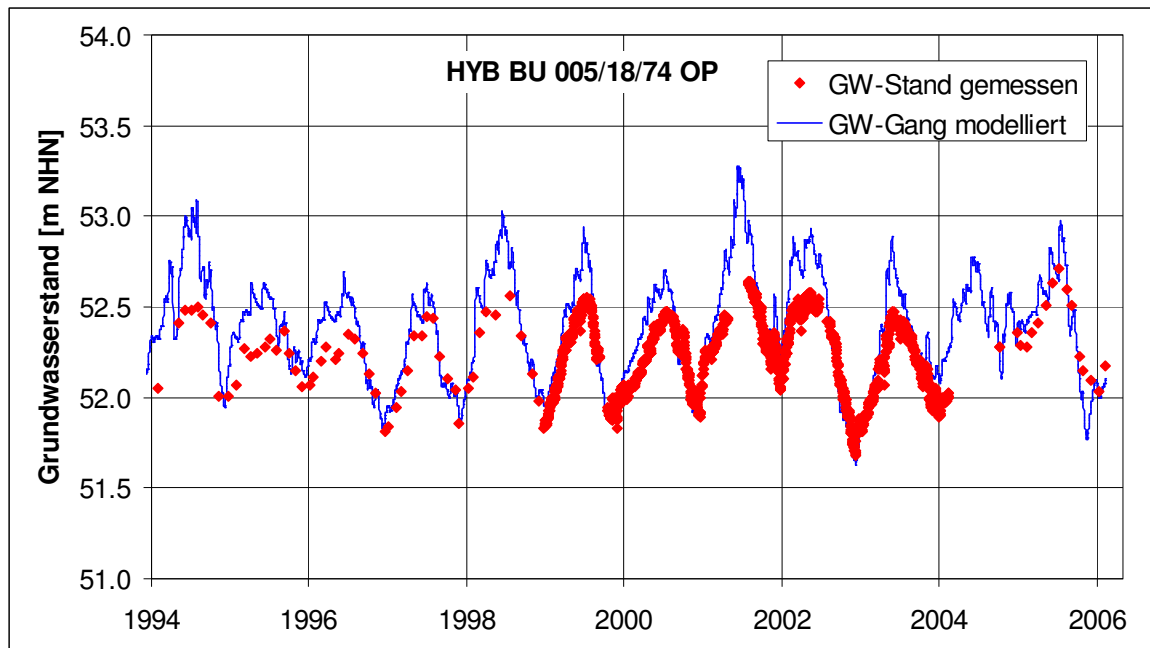


Abbildung 5-6: Gemessener und modellierter Grundwassergang an der Messstelle HYB BU 005/18/74 OP (Lietzengraben)

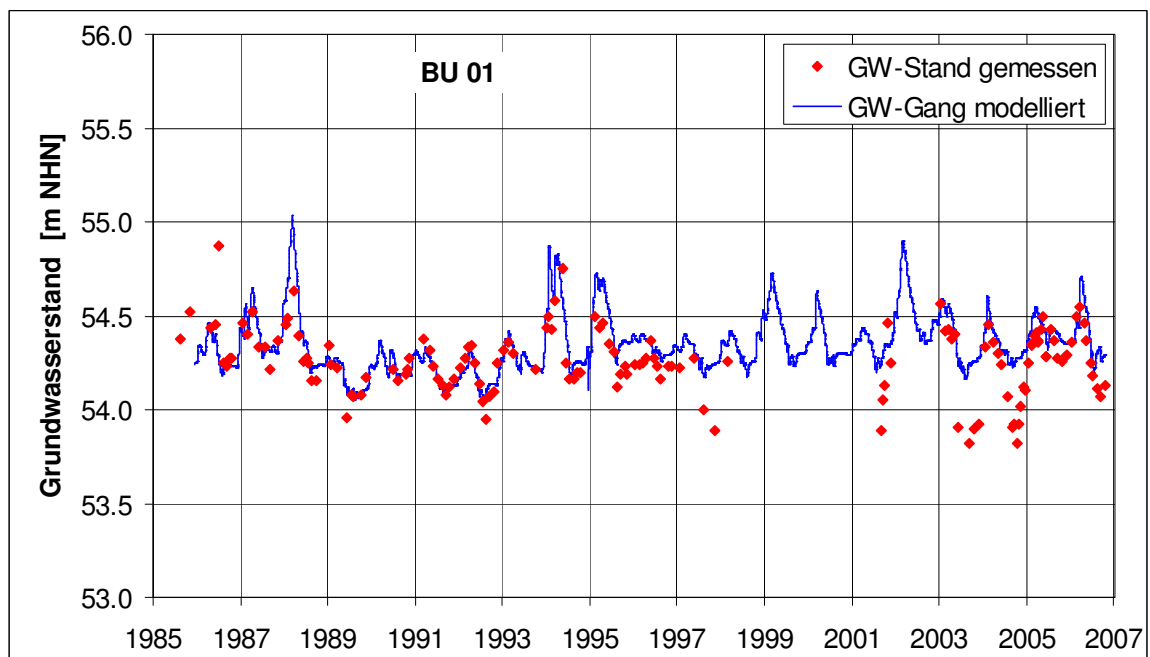


Abbildung 5-7: Gemessener und modellierter Grundwassergang an der Messstelle BU1 (Lietzengraben)

Die Messdichte an der Grundwassermessstelle BU1 ist über den gesamten Messzeitraum geringer (siehe Abbildung 5-7). In den 1980er und 1990er Jahren bildet die modellierte Ganglinie die gemessenen Werte besser ab als in den 2000er Jahren. Die Korrelationskoeffizienten lassen genau das Gegenteil vermuten: Das Gütemaß für den Kalibrierungs-

zeitraum liegt bei 0,84, für den Validierungszeitraum bei 0,86. Hieran wird ersichtlich, dass die alleinige Auswertung über den Korrelationskoeffizienten nicht immer zielführend sein kann. Die Nash-Sutcliffe-Effizienz sinkt dagegen von ohnehin geringen 0,21 für den Kalibrierungszeitraum auf 0,1 im Validierungszeitraum ab. Die schlechteren Anpassungen im Validierungszeitraum sind auch bei der visuellen Auswertung deutlich erkennbar, während die Mehrheit der Werte im Kalibrierungszeitraum die gemessenen Grundwasserstände deutlich besser abbilden. Tatsächlich zeigen aber hier die Messwerte eine veränderte Dynamik gegenüber den Werten des Kalibrierungszeitraums. Hier wird also die Problematik von starren Kalibrierungs- und Validierungszeiträumen deutlich, auf die vor allem in veränderlichen hydrologischen Systemen mehr Aufmerksamkeit gelegt werden sollte. Da das Modell in der Regel mit den Daten des aktuellen Zustandes aufgebaut wird, kann eine Eichung an zehn Jahre alten Messungen schon zu Ungenauigkeiten hinsichtlich der Übertragung auf den Ist-Zustand führen.

Die beste Anpassung liegt für den Zeitraum von 1989 bis 1994 vor, der jedoch in die Berechnung der Gütekriterien nicht mit eingeflossen ist. Für diesen Zeitraum wird eine Nash-Sutcliffe-Effizienz von 0,5 berechnet.

Die für die Kalibrierung herangezogenen Abflusspegel zeigen bei der statistischen Auswertung Abweichungen von maximal 14 l/s (siehe Tabelle 3). Für den Pegel 2b liegen die Abweichungen sogar nur bei 1 l/s. Dabei muss gegenüber dem Pegel 2a berücksichtigt werden, dass der mittlere Durchfluss am Pegel 2b ohnehin nur 5 l/s beträgt, eine Abweichung von 1 l/s also schon 20% ausmacht. Angesichts der geringen Durchflussmengen ist jedoch eine genauere Modellierung kaum leistbar.

*Tabelle 3: Qualitätsparameter für die Abflusspegel 2a und 2b*

<b>Pegel 2a</b>	A	Pearson	NSE	Statistik	Mittel [l/s]	Min [l/s]	Max [l/s]
1997-1999	10,07	0,70	0,18	gemessen	39,95	3,59	155,48
2005-2006	10,48	0,85	0,63	modelliert	29,96	0,00	141,69

<b>Pegel 2b</b>	A	Pearson	NSE	Statistik	Mittel [l/s]	Min [l/s]	Max [l/s]
1997-1999	1,88	0,74	0,25	gemessen	5,21	0,00	53,71
2005-2006	9,3	0,69	-0,37	modelliert	6,23	0,19	54,77

Die Korrelationskoeffizienten zeigen für den Pegel 2a mit 0,7 bis 0,85 gute Übereinstimmungen zwischen gemessenen und modellierten Abflussmengen. Dagegen wurde eine gute Effizienz mit 0,63 lediglich für den Validierungszeitraum ermittelt. Da die Qualitätsparameter sensibler auf Extremwerte als auf geringe und mittlere Werte reagieren (Legates & McCabe 1999), könnten die erhöhte Korrelation und Effizienz für den Validierungszeitraum auch durch die höheren Abflüsse erklärbar sein. Die visuelle Auswertung anhand der Gegenüberstellung von modellierten und gemessenen Abflussganglinien (Abbildung 5-8) zeigt jedoch ebenfalls eine bessere Übereinstimmung im Validierungszeitraum. Ab 2005 sind die Abflüsse durch die Einleitungen bereits erhöht. Da die aufgezeichneten

täglichen Einleitungsmengen in das Modell eingegangen sind, ist eine hohe Genauigkeit der Eingangsdaten gegeben. Die Erhöhung der Qualitätsparameter aufgrund von Extremwerten ist hier also nicht die Ursache. Die größten Abweichungen werden 1996 und 1997 sichtbar: In diesen Zeitraum fallen die ersten Wiedervernässungsversuche; diese sind mengenmäßig nicht dokumentiert und konnten demzufolge nicht im Modell mit abgebildet werden, sodass das Modell die Abflussmengen im betreffenden Zeitraum unterschätzt.

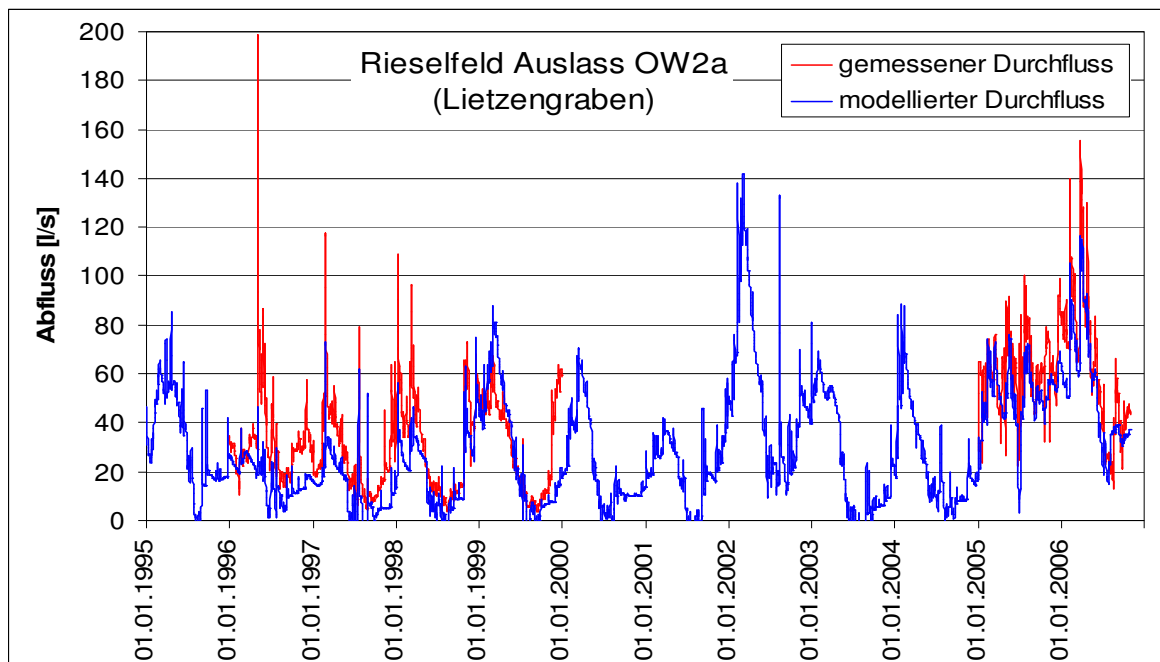


Abbildung 5-8: Gemessene und modellierte Abflussganglinie am Pegel 2a

Am Abflusspegel 2b am Graben 2 zeigt Abbildung 5-9, bedingt durch die geringe natürliche Abflussmenge (durchschnittlich 5 l/s), gute Übereinstimmung im Kalibrierungszeitraum. Die wesentlich schlechtere Anpassung zwischen gemessenen und modellierten Abflüssen im Validierungszeitraum ist auch hier auf den Beginn der Einleitungen seit 2005 zurückzuführen, die jedoch am Graben 2 bis zum Frühjahr 2005 nicht dokumentiert wurden, sondern nur überschlägig abgeschätzt wurden. Auch waren die Ableitungsgräben zu dieser Zeit noch nicht alle fertiggestellt, sodass das eingeleitete Wasser nur teilweise in den Vorfluter gelangte und andernteils versickerte. Genau in diesen Zeitraum fallen die starken Überschätzungen der modellierten gegenüber den berechneten Abflussmengen.

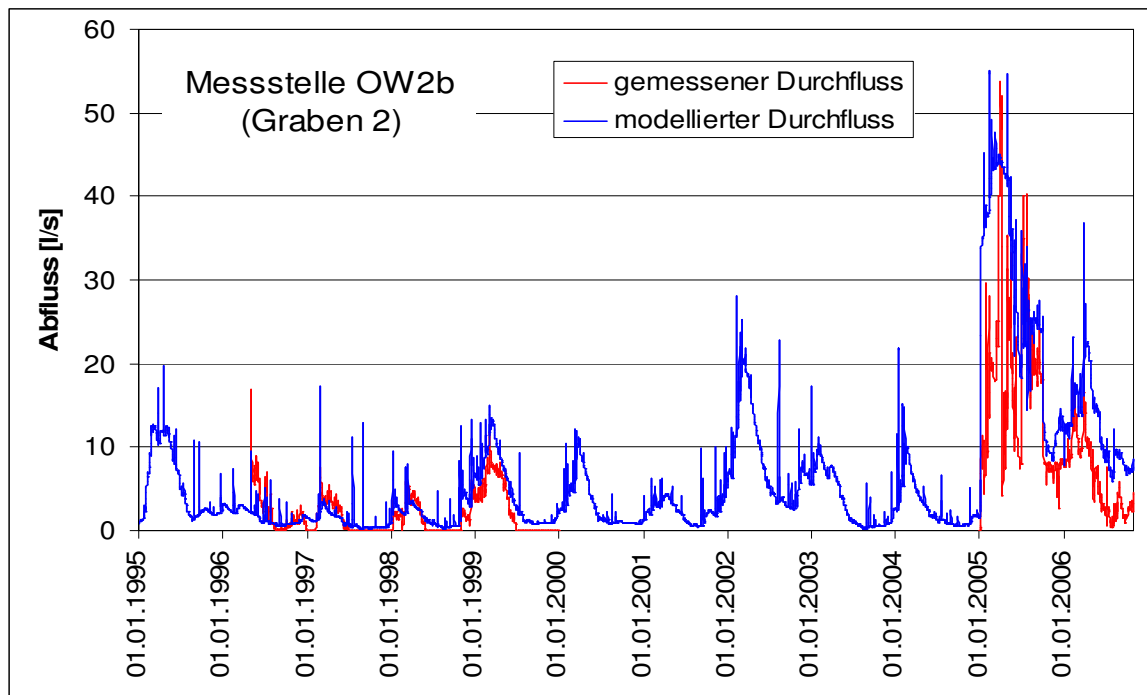


Abbildung 5-9: Gemessene und modellierte Abflüsse am Graben 2

Insgesamt zeigt die Auswertung, dass das Modell im Großen und Ganzen hinreichend gut geeicht werden konnte, auch wenn an einigen Stellen Abweichungen auftreten. Die größeren Abweichungen lassen sich anhand der räumlichen und zeitlichen Eingangsdaten oder der Gebietsgegebenheiten erklären und sind bei der hier gewählten Vorgehensweise unvermeidbar.

#### 5.4 Kalibrierung und Validierung des Luchsee-Modells

Im Gegensatz zum gut untersuchten Lietzengrabengebiet liegen für das Einzugsgebiet des Luchsees wesentlich weniger Messungen vor. Das Fehlen von oberirdischen Abflusspegeln macht hier eine alleinige Kalibrierung an den Grundwassermessstellen notwendig. Die neun dafür zur Verfügung stehenden Grundwassermessstellen decken jedoch sehr unterschiedliche Zeiträume ab:

1. Allein sieben wurden erst 1996 vom Biosphärenreservat errichtet und werden seitdem lediglich monatlich beprobt.
2. Die zwei LUA-Grundwassermessstellen existieren bereits seit 1954 bzw. 1984 und werden teilweise sogar wöchentlich gemessen.

Kalibrierungs- und Validierungszeitraum werden in Abhängigkeit von den zur Verfügung stehenden Grundwassermessungen folgendermaßen gewählt: Der Kalibrierungszeitraum wurde von 1997 bis 1999, der Validierungszeitraum von 2003 bis 2006 festgelegt.

Die  $k_F$ -Werte-Verteilung im Untersuchungsgebiet wurde von Herrn Albert mittels einer inversen stationären FEFLOW-Modellierung (basierend auf Bohraufschlüssen und unter Vorgabe einer Grundwasseroberfläche) berechnet. Diese  $k_F$ -Werte wurden auf das gekoppelte ArcEGMO-PSCN-ASM Modell übertragen und im Rahmen der Kalibrierung



weiter angepasst, sodass sich die aus Abbildung 5-10 ersichtliche Grundwasseroberfläche einstellte. Die dargestellte Ausrichtung des Grundwassergefälles nach Nord-Ost widerspricht der Strömungsrichtung der HYKA 50, letztere wird aber von Ortskundigen (freundliche mündliche Mitteilung Herr Albert 2007, Untere Wasserbehörde) als unplausibel eingeschätzt. Es wird vermutet, dass sie unter Verwendung des Schichtenwassers entstanden ist. Der Grundwassergleichenplan HGN (1981), der der modellierten Grundwasseroberfläche sehr viel näher kommt, wird dagegen als plausibel angesehen.

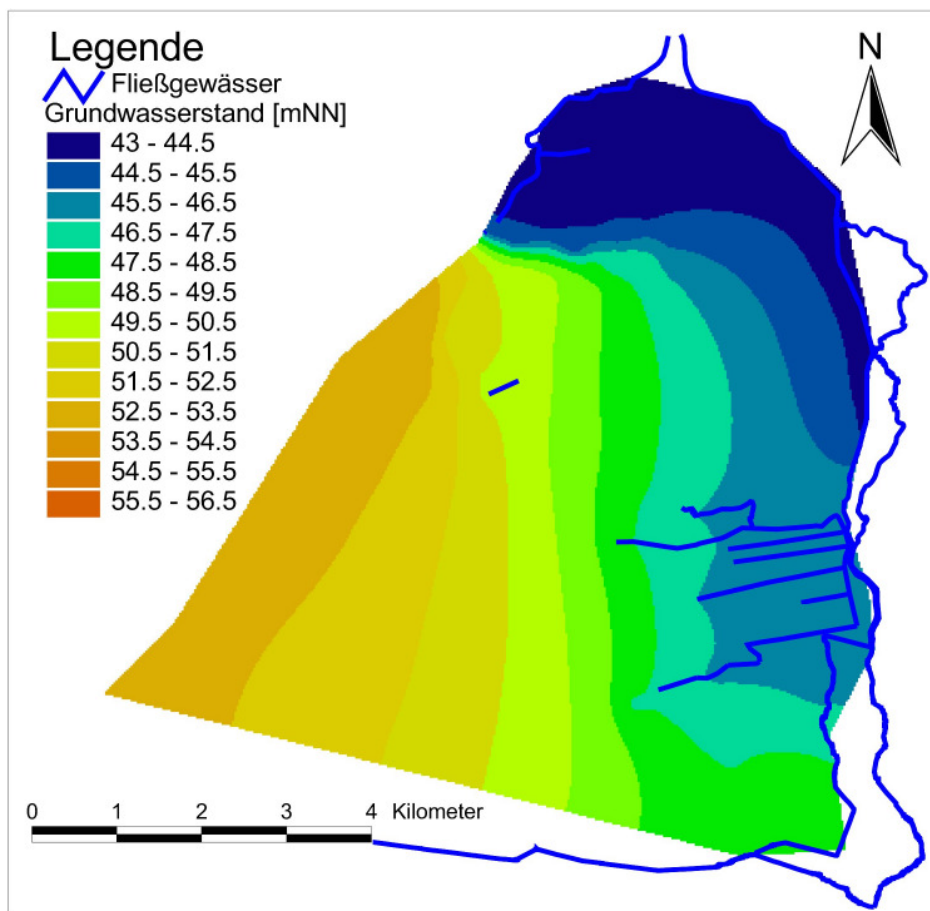


Abbildung 5-10: Grundwasserstände im Untersuchungsgebiet (Luchsee)

Das starke Grundwassergefälle nördlich des Luchsees (im zentralen Bereich der Krausnicker Berge) ist auf stark verstellte, undurchlässige Schichten – der in der Weichseleiszeit gestauchten saaleeiszeitlichen Endmoränen – zurückzuführen.

Die Grundwassermessstellen mit ihrer Lage im Gebiet und ihren jeweiligen Messzeiträumen sind in Abbildung 5-11 dargestellt. Daran wird die räumliche und zeitliche Begrenztheit der Modellvalidierung deutlich. Einerseits liegen viele Grundwassermessstellen in Vorfluternähe und beschreiben damit vor allem den Kontakt zwischen Grundwasser und Fließgewässer. Zentrale Gebiete werden dagegen gar nicht von Grundwasserpegeln beschrieben. Die ermittelten mittleren Grundwasserstände sind den gemessenen in Abbildung 5-12 gegenübergestellt.

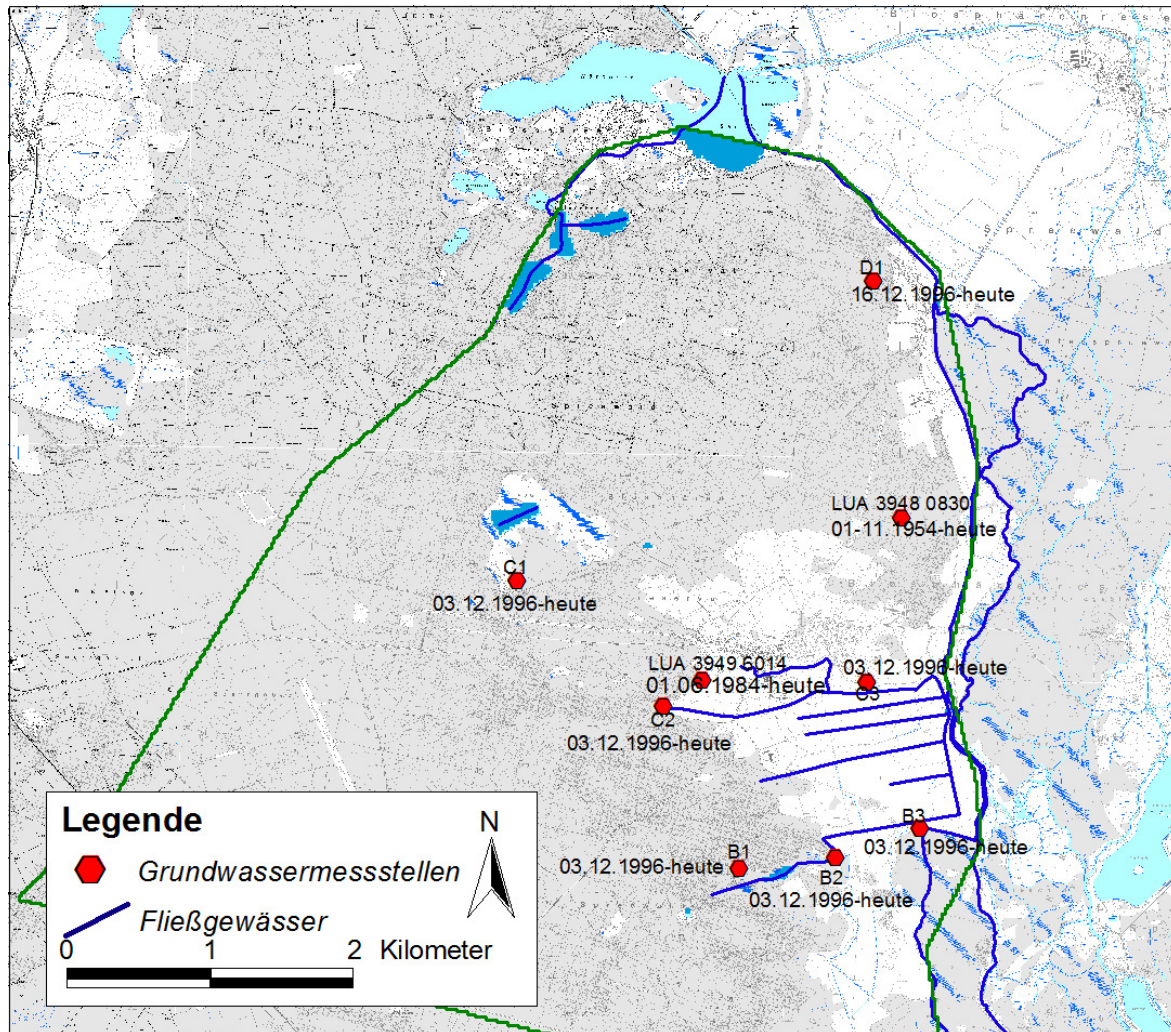


Abbildung 5-11: Lage und Messzeitraum der Grundwassermessstellen (Quelle: Mey et al. 2008)

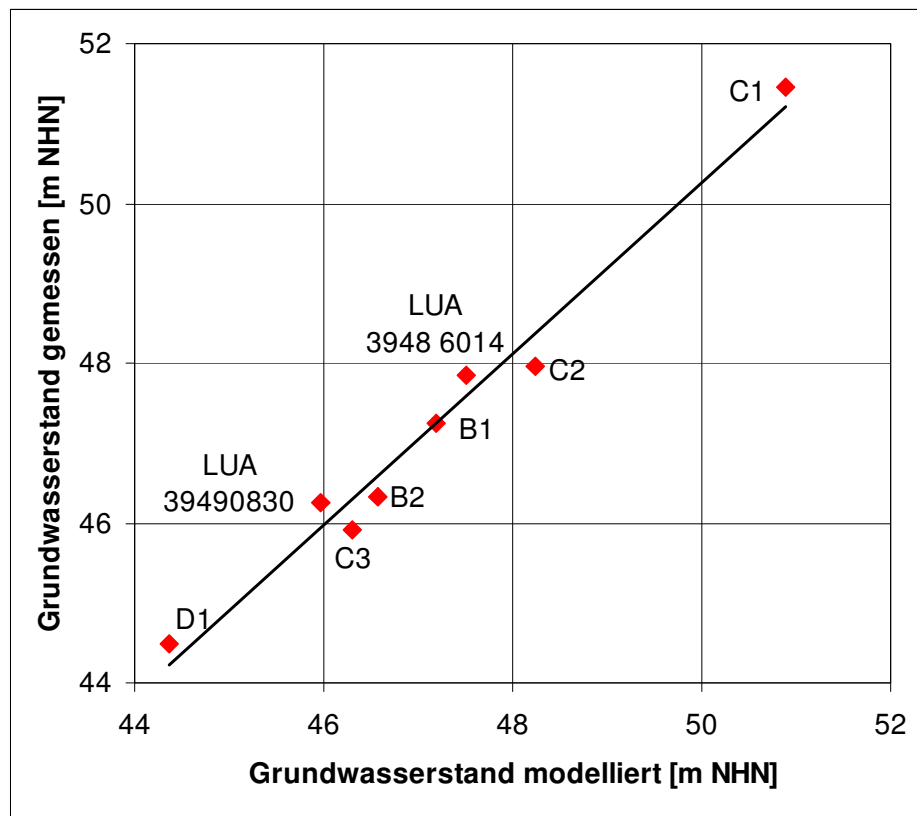


Abbildung 5-12: Gemessene und modellierte mittlere Grundwasserstände (Luchsee)

Abbildung 5-12 zeigt die simulierten und gemessenen mittleren Grundwasserstände. Abgesehen von den Messstellen C3 und LUA 39490830 stimmen die mittleren Grundwasserstände von Simulation und Messung gut überein. Die Messstelle C3 liegt im Polderbereich und ist daher vom rückgestauten Oberflächenwasser beeinflusst. Die vom Modell überschätzten Grundwasserstände können darauf zurückgeführt werden, dass im Modell der aktuelle Zustand (ohne Pumpwerkseinfluss im Polder zur Absenkung der Wasserstände) abgebildet wird. Die gemessenen Grundwasserstände des Pegels LUA 39490830 verringern sich über den Betrachtungszeitraum im Mittel um 50 cm. Die Unterschätzung der modellierten Grundwasserstände um 58 cm kann darauf zurückgeführt werden, dass vom Modell nur die aktuelle Situation abgebildet wird, während die ab Mitte der 1950er Jahre gemessenen Grundwasserstände auch die Änderungen im Gebietswasserhaushalt mit beinhalten.

Für die genauere Betrachtung werden drei Pegel ausgesucht, die die interessierenden Gebiete repräsentieren:

1. Die Messstelle C1 liegt in direkter Nähe zum Luchsee.
2. Die Messstelle LUA 39486014 liegt am Übergangsbereich zum Polder und gibt also Auskunft über den Zustrom zum Poldergebiet ohne selbst von den rückgestauten Grabenwasserständen beeinflusst zu sein;
3. Die Messstelle D1 liegt im Norden des Gebietes und zeigt den Abstrom aus dem Untersuchungsgebiet.

Tabelle 4 enthält die Qualitätsparameter für die ausgewählten Pegel. Die statistische Auswertung zeigt, dass die mittleren Grundwasserstände der Messstellen C1 und D1 bis

auf 5 cm genau getroffen werden. Die Extremwerte zeigen maximale Abweichungen von 15 cm. Wesentlich schlechter sind die Übereinstimmungen an LUA 39486014: Während die mittleren Abweichungen 34 cm betragen, weichen die kleinsten Werte um 24 cm und die größten sogar um 43 cm voneinander ab. Die Wurzel der mittleren quadratischen Abweichung liegt für C1 bei 13 cm, für D1 sind es nur 8 cm, LUA 39486014 zeigt mit 52 cm wiederum die größten Unterschiede.

*Tabelle 4: Qualitätsparameter für die Grundwassermessstellen C1, D1 und LUA 39486014*

<b>GWM C1</b>	A	Pearson	NSE	Statistik	Mittel [l/s]	Min [l/s]	Max [l/s]
1997-1999	0,0078	0,89	0,76	gemessen	44,37	44,24	44,65
2003-2006	0,0037	0,75	0,48	modelliert	44,32	44,14	44,70

<b>GWM D1</b>	A	Pearson	NSE	Statistik	Mittel [l/s]	Min [l/s]	Max [l/s]
1997-1999	0,0277	0,41	0,11	gemessen	44,37	44,24	44,65
2003-2006	0,006	0,75	0,19	modelliert	44,32	44,14	44,70

<b>LUA 39486014</b>	A	Pearson	NSE	Statistik	Mittel [l/s]	Min [l/s]	Max [l/s]
1997-1999	0,1589	0,42	-19,01	gemessen	47,85	47,56	48,17
2003-2006	0,0376	0,82	-5,26	modelliert	47,51	47,31	47,75

Während für C1 im Kalibrierungszeitraum annähernd sehr gute Korrelationen von 0,89 ermittelt wurden, verringern sich diese im Validierungszeitraum auf 0,75. Die Korrelationen an den anderen beiden Messstellen verhalten sich dagegen umgekehrt. Die für den Kalibrierungszeitraum eher schwachen Korrelationen von 0,42 und 0,47 steigen auf 0,75 und 0,82 an, sodass man hier von einer mit der Zeitachse zunehmenden Modellierungsgüte ausgehen kann. Die Nash-Sutcliffe-Effizienzen sind dagegen lediglich für die Messstelle C1 ausreichend gut. Für LUA 39486014 sind die Effizienzen sogar negativ, was bedeutet, dass die modellierten Werte die gemessenen schlechter treffen als deren Mittelwerte.

Um die Qualitätsparameter besser einschätzen zu können, soll die visuelle Auswertung herangezogen werden. Abbildung 5-13 und Abbildung 5-14 zeigt die gute zeitliche Übereinstimmung zwischen berechneten und gemessenen Werten an den Messstellen C1 und D1. Die geringen Effizienzen für die Messstelle D1 sind aus der visuellen Betrachtung nicht nachvollziehbar, zwar sind einige Abweichungen der berechneten von den gemessenen Werten im Zentimeterbereich bis Dezimeterbereich erkennbar, doch wird die Dynamik zum Teil besser abgebildet als die an der Messstelle C1.

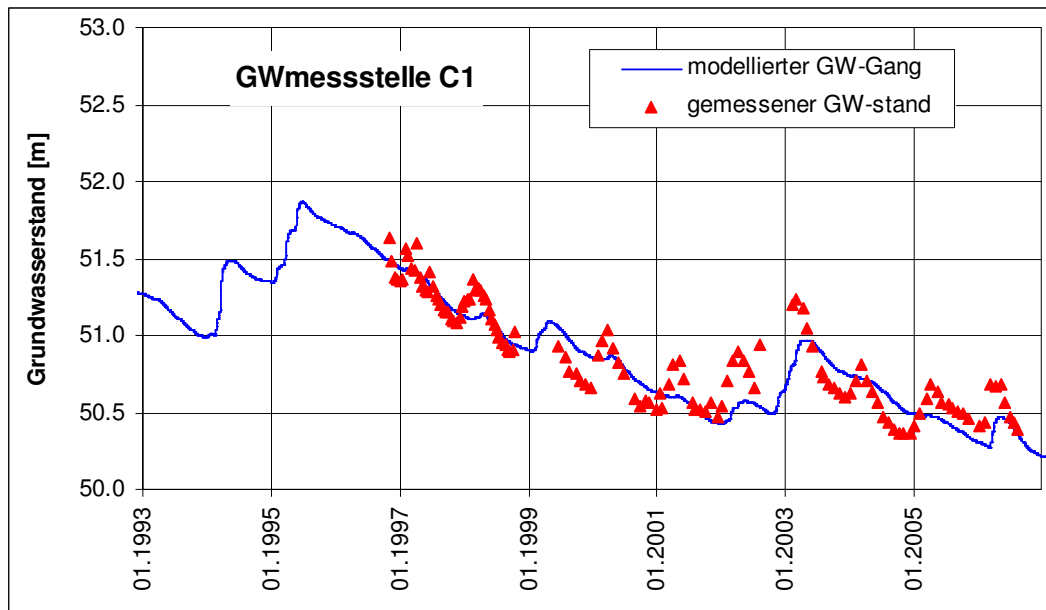


Abbildung 5-13: Vergleich zwischen modellierten und gemessenen Grundwasserganglinien an den Messstellen C1 (Luchsee)

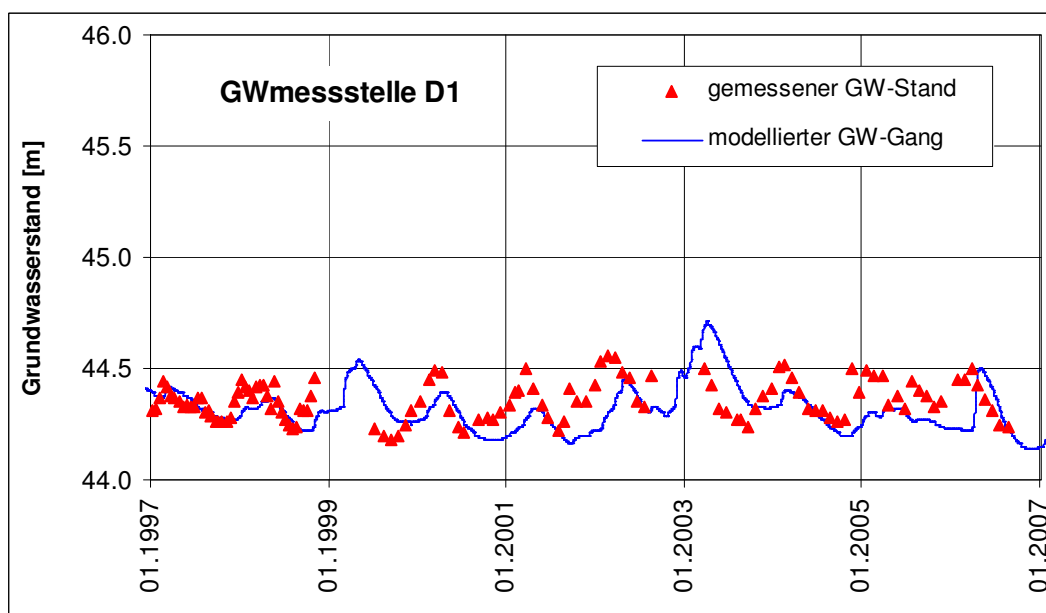


Abbildung 5-14: Vergleich zwischen modellierten und gemessenen Grundwasserganglinien an den Messstellen D1 (Luchsee)

Die Darstellung der Grundwasserganglinien an der Messstelle LUA 39486014 zeigt, dass die modellierten Werte kontinuierlich unter den gemessenen liegen (Abbildung 5-15). Es ist erkennbar, dass diese Abweichung für den Zeitraum bis Mitte der 1990er Jahre größer ist als für die darauffolgenden Jahre und dass sich die beiden Ganglinien mit der Zeit annähern.

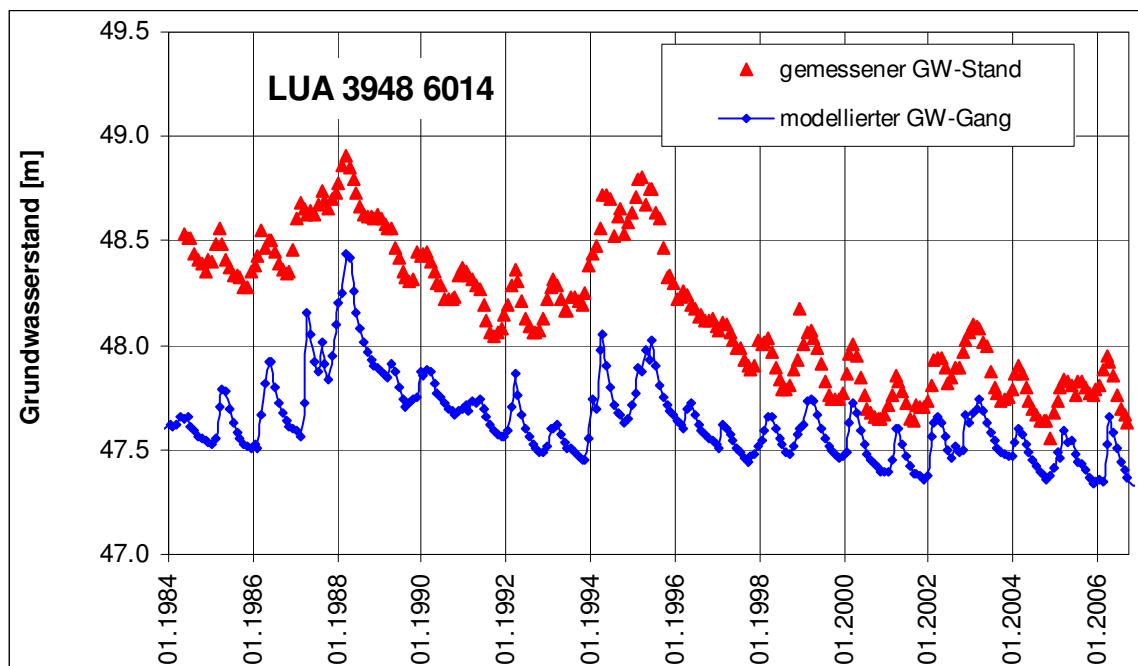


Abbildung 5-15: Vergleich zwischen modellierten und gemessenen Grundwasserganglinien an der Messstelle LUA-3948 0614

Deutlich wird jedoch, dass die Amplitude der gemessenen Grundwasserganglinie von der modellierten gut getroffen wird, was auch durch die guten Korrelationskoeffizienten für diese Messstelle sichtbar wird. Die Abweichungen sind darauf zurückzuführen, dass unter Verwendung der aktuellen Landnutzung und der derzeitigen Gebietsbewirtschaftung (Wasserwerksförderung, Stauhöhen) auch der frühere Zeitraum simuliert wurde. Dies wird durch die zunehmende Annäherung der beiden Ganglinien über den Betrachtungszeitraum bestätigt. Dass die beiden Ganglinien auch zum aktuellen Zeitpunkt noch nicht auf dem gleichen Niveau verlaufen, ist darauf zurückzuführen, dass sich die Reaktionen im Grundwasser relativ langsam abspielen und sich die hydrologische Vorgeschichte noch einige Jahre später auswirken kann. Veränderungen im Landschaftswasserhaushalt können daher an den Grundwasserständen noch länger beobachtet werden, wie auch bereits hinsichtlich des Rieselfeldeinflusses für das Gebiet des Lietzengrabens dargestellt wurde. Die Grundwasserstände an den LUA-Messstellen sind in den letzten 20 Jahren um beinahe 1 m abgesunken.

Wenn man die modellierte Ganglinie um 60 cm erhöht, erreicht diese für den Zeitraum bis 1997 das Niveau der gemessenen (Abbildung 5-16, links). Für den Zeitraum von 1998 bis heute reicht bereits eine Erhöhung von 30 cm aus (Abbildung 5-16, rechts). Für den Zeitraum von 1998 bis heute wird durch die Erhöhung die gute Übereinstimmung der gemessenen mit der berechneten Grundwasseramplitude visuell erkennbar.



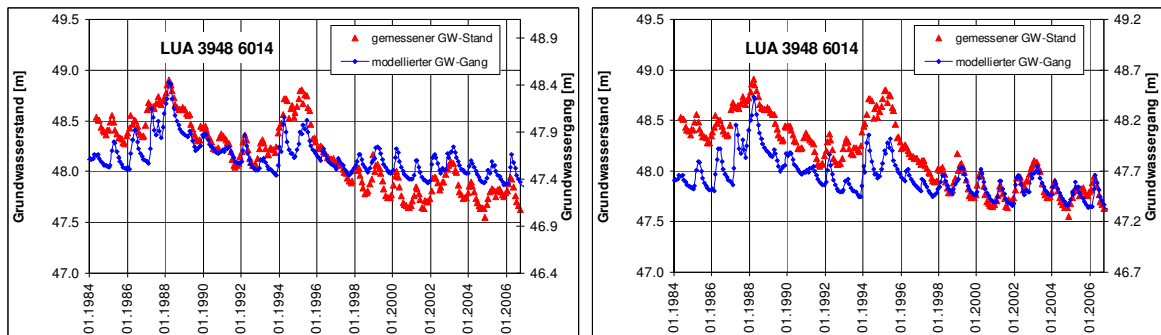


Abbildung 5-16: Ganglinienanpassung durch Parallelverschiebung um 30 bzw. 60 cm

Die Abweichungen an der LUA-Messstelle können also mit einem durch Nutzungswandel veränderten Landschaftswasserhaushalt erklärt werden. Welchen Einfluss die Nutzung im Luchsee-einzugsgebiet tatsächlich hat, wird in Kapitel 7.2.1 anhand eines Szenarios dargestellt. Generell sind auch Unsicherheiten durch ungenaue oder nur abgeschätzte Eingangsdaten nicht auszuschließen. In welcher Größenordnung mit diesen Unsicherheiten hinsichtlich der drei Kalibrierungsparameter zu rechnen ist, soll im folgenden Kapitel beispielhaft für die beiden Untersuchungsgebiete geklärt werden.

## 5.5 Sensitivitätsanalyse von kopplungsrelevanten Eingangsparametern

Zur Einschätzung der Parametersensitivität dienen Sensitivitätsanalysen, für die in der Literatur (z. B. Beven 2004; Hamby 1994, Hill & Tiedeman 2007) mehrere unterschiedliche Methoden beschrieben werden. Sensitivitätsanalysen auf hohem wissenschaftlichen Niveau, bei denen Modelldurchläufe zu allen potenziell möglichen Kombinationen der stufenweise veränderten Parametersätze durchgeführt werden, konnten hier aufgrund der langen Rechenzeiten (30 Stunden pro Rechendurchlauf) nicht durchgeführt werden. Um die Anzahl der Berechnungsvarianten auf ein überschaubares Maß zu begrenzen, wurde hier bewusst auf Multiparameter- oder globale Sensitivitätsanalysen, wie z. B. die Hornberger-Spear-Young-Methode (Hornberger & Spear 1981, Young 1983), die in der Lage ist Interaktionen zwischen den Parametern zu untersuchen, verzichtet. Stattdessen wurde in dieser Arbeit auf eine einfache Sensitivitätsanalyse zurückgegriffen, bei der jeweils einer der für die Kopplung zwischen Grundwasser- und Oberflächenwassermodell relevanten Parameter –  $k_F$ -Wert, Speicherkoeffizient und Leakagefaktor – in seiner minimalen, mittleren und maximalen Ausprägung variiert wurde. Eine Reduzierung auf diese drei Parameter ist zulässig, da die anderen Modellparameter, die vor allem das Oberflächenwassermodell betreffen, im Laufe der langjährigen Modellanwendungen von ArcEGMO sehr gut untersucht wurden und die gängigen Eingangsdaten (Bodenkarte, Landnutzungskarte) direkt im Modell eingelesen werden können (siehe Kapitel 3.7).

Die Wahl der minimalen und maximalen Parameterwerte kann ebenfalls nach unterschiedlichen Kriterien festgelegt werden. Es können z. B. prozentuale Variationen oder die kleinsten und größten vorkommenden Werte eingesetzt werden. Lenhart et al. 2002 untersuchten zwei Methoden, bei denen die Parameterwerte einmal prozentual vom Ausgangswert und einmal prozentual von der vorhandenen Wertespanne variiert werden.

Der ersten Methode werden Nachteile zugeschrieben, wenn die verwendeten Ausgangswerte niedrig sind oder wenn sie im Grenzbereich liegen, wenn also unplausible Parameterwerte verwendet werden. Dennoch brachten beide Methoden in der erwähnten Untersuchung ähnliche Ergebnisse.

Da die Parameterspannen in den beiden in dieser Arbeit untersuchten Gebieten teilweise stark voneinander abweichen (vor allem hinsichtlich der  $k_F$ -Werte), die Mittelwerte aber in einer ähnlichen Größenordnung liegen, wurde zur besseren Vergleichbarkeit der Sensitivitätsuntersuchungen die Methode der prozentualen Abweichung vom Ausgangswert gewählt. Dabei wurde die räumliche Variabilität der  $k_F$ -Werte und Leakagewerte beibehalten und jeweils um einen festen Prozentsatz (50%) für die Minimum- und Maximum-Variante verändert.

Die Spannweiten der Speicherkoeffizienten sind in beiden Untersuchungsgebieten gleich. Da es für diese ohnehin keine große Variabilität in unbedeckten Grundwasserleitern gibt (Matthess 1994, Langguth & Voigt 1980), wurden Minimum und Maximum flächendeckend verwendet. Zwar können die Speicherkoeffizienten in gespannten Grundwasserleitern weitaus größere Spannweiten erreichen, in ungespannten oberflächennahen Grundwasserleitern sind sie jedoch in etwa dem speicherwirksamen Porenvolumen der Böden gleichzusetzen, da der hydrostatische Schweredruck im ungespannten Fall gegenüber gespannten Verhältnissen eine untergeordnete Rolle spielt (Hölting 1996).

Die für die Berechnungen herangezogenen Minima und Maxima der Kalibrierungsparameter sind in Tabelle 5 und Tabelle 6 dargestellt.

*Tabelle 5: Verwendete Extrema der Parameter für die Sensitivitätsanalyse im Lietzengrabengebiet*

Parameter	Lietzengraben	Vergleichsrechnung	Minimum	Maximum
<b><math>k_F</math>-Wert</b>	Minimum	0,000082000	0,000041	0,000123
	Mittelwert	0,000196564	9,828E-05	0,000295
	Maximum	0,000508391	0,0002542	0,000763
<b>Leakage</b>	Minimum	0,000001500	7,5E-07	2,25E-06
	Mittelwert	0,000079110	3,956E-05	0,000119
	Maximum	0,000335600	0,0001678	0,000503
<b>Speicherkoeffizient</b>	Minimum	0,10	0,1	0,3
	Mittelwert	0,12	0,1	0,3
	Maximum	0,25	0,1	0,3



Tabelle 6: Verwendete Extrema der Parameter für die Sensitivitätsanalyse im Luchseegebiet

Parameter	Luchsee	Vergleichsrechnung	Minimum	Maximum
<b><math>k_F</math>-Wert</b>	Minimum	0,000009555	4,77749E-06	1,4332E-05
	Mittelwert	0,000216721	0,00010836	0,00032508
	Maximum	0,000592500	0,00029625	0,00088875
<b>Leakage</b>	Minimum	0,000001000	0,0000005	0,0000015
	Mittelwert	0,000716091	0,000358045	0,00107414
	Maximum	0,001000000	0,0005	0,0015
<b>Speicherkoeffizient</b>	Minimum	0,10	0,1	0,3
	Mittelwert	0,15	0,1	0,3
	Maximum	0,25	0,1	0,3

Die Effekte der Parameteränderungen wurden hinsichtlich der Modellergebnisse für die Grundwasserneubildung und die Grundwasserstände in beiden Gebieten ausgewertet.

Als Maß der Sensitivität wurde der Sensitivitätsindex  $I$  nach Nearing et al. (1990) berechnet, der das Verhältnis zwischen der Änderung der Ergebnisse und der Parameteränderung darstellt (siehe Tabelle 7). Eine graphische Auswertung erfolgte in Anlehnung an Schröder (2000).

$$I = \frac{(y_2 - y_1) / y_0}{2\Delta x / x_0} \quad (17)$$

$y_1$  Modellausgabe bei minimalem Parameter

$y_2$  Modellausgabe bei maximalem Parameter

$y_0$  Modellausgabe bei mittlerem Parameter

$x_0$  Ausgangsparameter

$\Delta x$  Änderung des Parameters

Tabelle 7: Sensitivitätsindex der untersuchten Parameter hinsichtlich Grundwasserneubildung (GWN) und Grundwasserhöhe (GWH)

Parameter	Lietzengraben		Luchsee	
	GWH	GWN	GWH	GWN
<b><math>k_F</math>-Wert</b>	0.0134	0,244	0.0146	0,031
<b>Speicherkoeffizient</b>	0,037	0,041	0,003	0,018
<b>Leakage</b>	0,0038	0,01	0,0008	0,0031

Für beide Untersuchungsgebiete gehen zunehmende Grundwasserneubildungen mit der Erhöhung der drei Parameter einher. Dabei wirkt sich eine Änderung der  $k_F$ -Werte am stärksten auf die Ausgabewerte aus, wohingegen der Einfluss der Leakagewerte am geringsten ist.

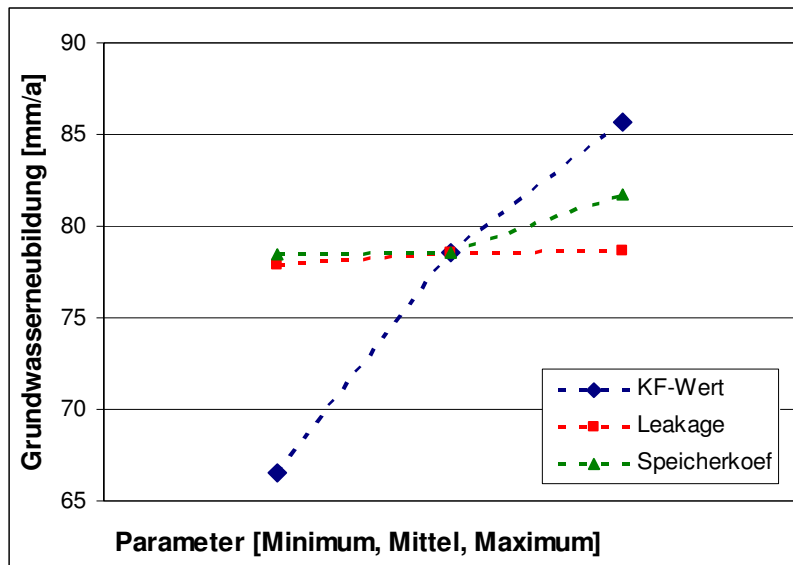


Abbildung 5-17: Parametersensitivität der Grundwasserneubildung (Lietzengraben)

Während sich die Reaktion der Grundwasserneubildung auf Veränderungen des Leakagewertes und Speicherkoeffizienten in beiden Gebieten sehr ähnlich darstellt, wirkt sich die  $k_F$ -Wert-Änderung hinsichtlich der Grundwasserneubildung im Lietzengrabengebiet stärker aus als im Luchseegebiet.

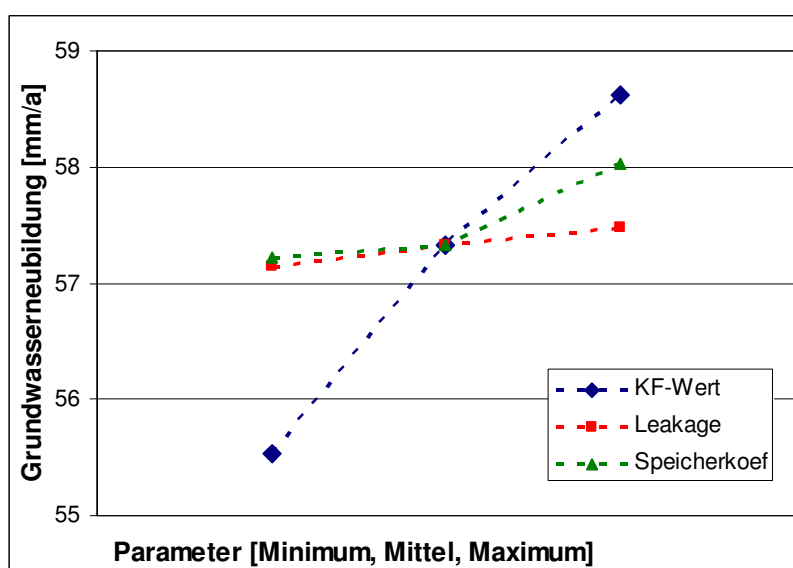


Abbildung 5-18: Parametersensitivität der Grundwasserneubildung (Luchsee)

Die Grundwasserhöhe nimmt mit dem Anstieg der drei untersuchten Parameter ab. Ebenso wie die Grundwasserneubildung sind aber auch hier die Grundwasserstände durch die  $k_F$ -Werte am stärksten beeinflusst, während die Änderung der Leakagewerte die geringsten Auswirkungen zeigt.

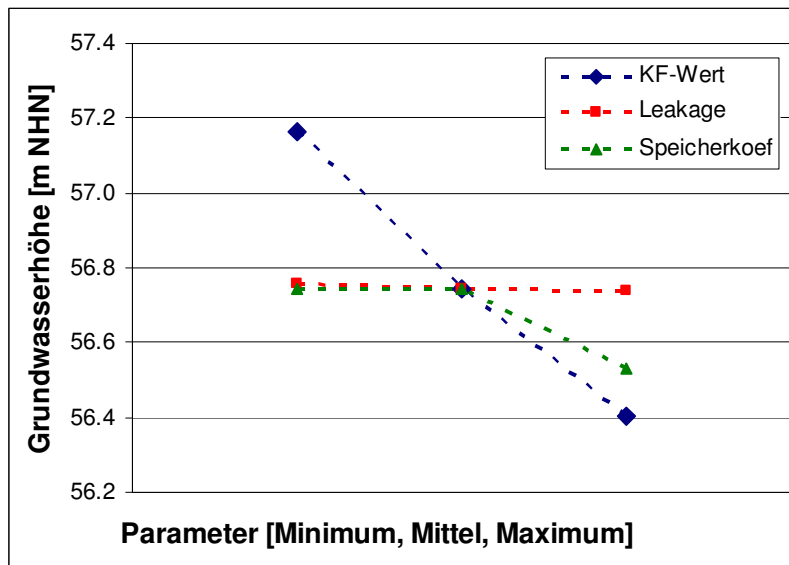


Abbildung 5-19: Parametersensitivität der Grundwasserhöhe (Lietzengraben)

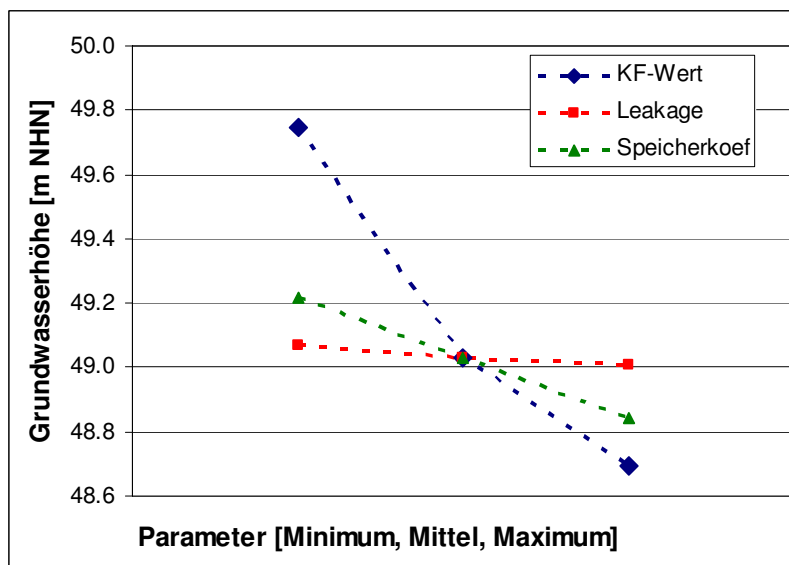


Abbildung 5-20: Parametersensitivität der Grundwasserhöhe (Luchsee)

Der  $k_F$ -Wert ist also der sensitivste Parameter, gefolgt von Speicherkoeffizient und Leakagewert. Dass die Leakagewerte die geringste Sensitivität aufweisen, ist auch der Tatsache geschuldet, dass sie nur entlang der Fließgewässer auftreten, während die anderen beiden Parameter flächendeckend vorkommen.

Dass die Grundwasserneubildung mit steigendem Parameterwert zunimmt, die Grundwasserhöhe mit steigendem Parameterwert aber abnimmt, ist auf den Zusammenhang zwischen Grundwasserneubildung und Grundwasserständen zurückzuführen. Geringere  $k_F$ -Werte verursachen ein höheres Grundwassergefälle (und damit im Gebietsmittel höhere Grundwasserstände), da die Basis der Grundwasserstände im Falle der Grundwasserströmung in Richtung Fließgewässer durch den Wasserstand der Fließgewässer gegeben ist und nicht unter diesen absinken kann. Durch die höheren Grundwasserstände werden einige Gebiete grundwassernah, und die Grundwasserneubildung wird durch zunehmende Zehrung von den grundwassernahen Flächen verringert. Umgekehrt sind niedrigere Grundwasserstände durch hohe  $k_F$ -Werte bedingt, da es durch diese zu verringerter Zehrung und erhöhter Grundwasserneubildung kommt.

Hinsichtlich des Gebietsmittels kann festgehalten werden, dass  $k_F$ -Wert-Änderungen Grundwasserstandsdifferenzen im Meterbereich bewirken können, während sich die veränderten Speicherkoeffizienten nur im Dezimeterbereich und die Leakagewerte sich sogar lediglich im Zentimeterbereich auswirken.

Zusätzlich zu den bislang dargestellten mittleren, minimalen und maximalen Abweichungen der Grundwasserneubildung und Grundwasserstände werden in den folgenden Unterkapiteln auch die räumlichen Ausprägungen der Abweichungen dargestellt. Die unter Nutzung der minimalen und maximalen Parameterwerte ermittelte Ergebnisspannweite wird in Differenzkarten für die beiden Untersuchungsgebiete dargestellt. Die Differenz wird dabei gebildet, indem die Ergebnisse der minimalen Parametervariante von denen der maximalen Parametervariante abgezogen werden ( $\text{Ergebnis}_{\text{Max}} - \text{Ergebnis}_{\text{Min}}$ ). So treten negative Abweichungen dann auf, wenn die Ergebnisse der maximalen Parametervariante unter denen der minimalen Parametervariante liegen, positive Abweichungen hingegen, wenn die Ergebnisse der maximalen Parametervariante über denen der minimalen liegen.

### **5.5.1 Wirkung veränderter $k_F$ -Werte**

Die bereits oben beschriebene negative Abhängigkeit zwischen Grundwasserständen und  $k_F$ -Werten zeigt sich auch bei der räumlichen Auswertung: Die Grundwasserstände der maximalen  $k_F$ -Wert-Variante sind niedriger als die der minimalen  $k_F$ -Wert-Variante.

Geringe bis gar keine Änderungen werden entlang der Fließgewässer dargestellt, da die Fließgewässer als Randbedingungen für das Grundwassermodell gelten und somit über ihren Wasserstand eine bestimmte Druckhöhe vorgeben. Dies gilt auch für Fließgewässer mit dynamisch berechneten Wasserständen, welche sich saisonal oder periodisch je nach den meteorologischen Eingangsdaten verändern können. In fließgewässerfernen Gebieten schlagen sich daher Änderungen der Aquiferdurchlässigkeiten ( $k_F$ -Werte) stärker nieder. Je stärker ein Gebiet also von Fließgewässern geprägt ist, desto geringer ist der  $k_F$ -Wert-Einfluss auf die Berechnungsergebnisse.

Im Luchsee-Modell, das außerhalb des Poldergebietes nur eine geringe Fließgewässerdichte zeigt, werden durch die  $k_F$ -Wert-Änderungen wesentlich größere Grundwasserstandsdifferenzen erzielt als im gewässerreichen Lietzengraben-Modell.

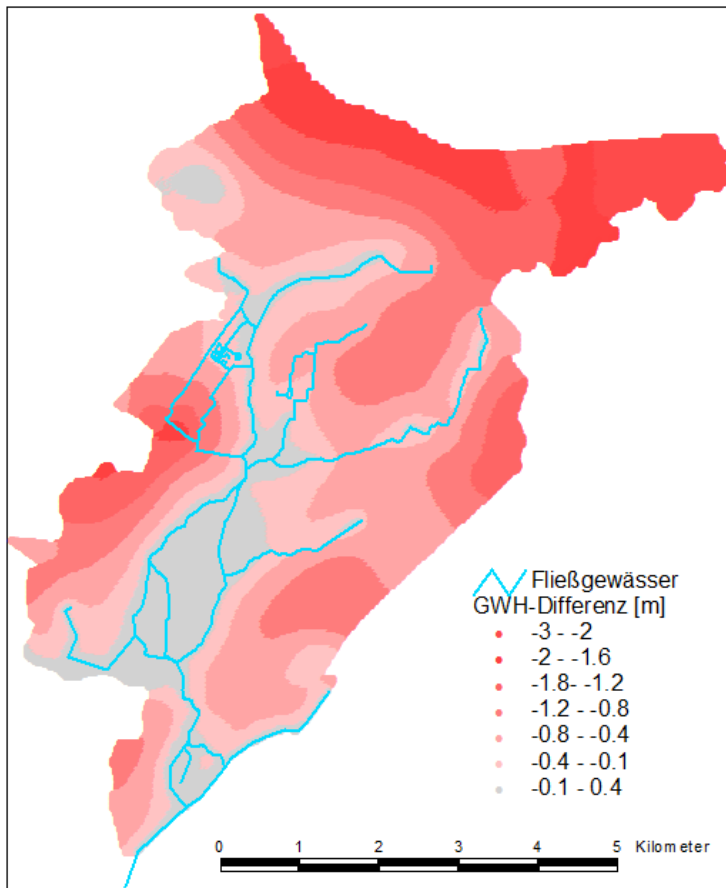


Abbildung 5-21: Grundwasserstandsdifferenzen bei minimalen und maximalen  $k_F$ -Werten (Lietzengraben)

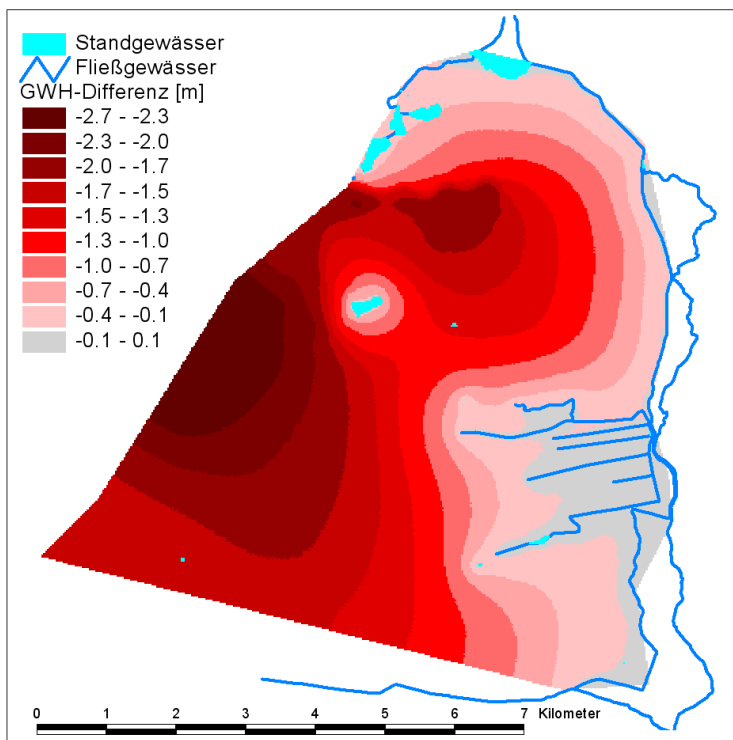


Abbildung 5-22: Grundwasserstandsdifferenzen bei minimalen und maximalen  $k_F$ -Werten (Luchsee)

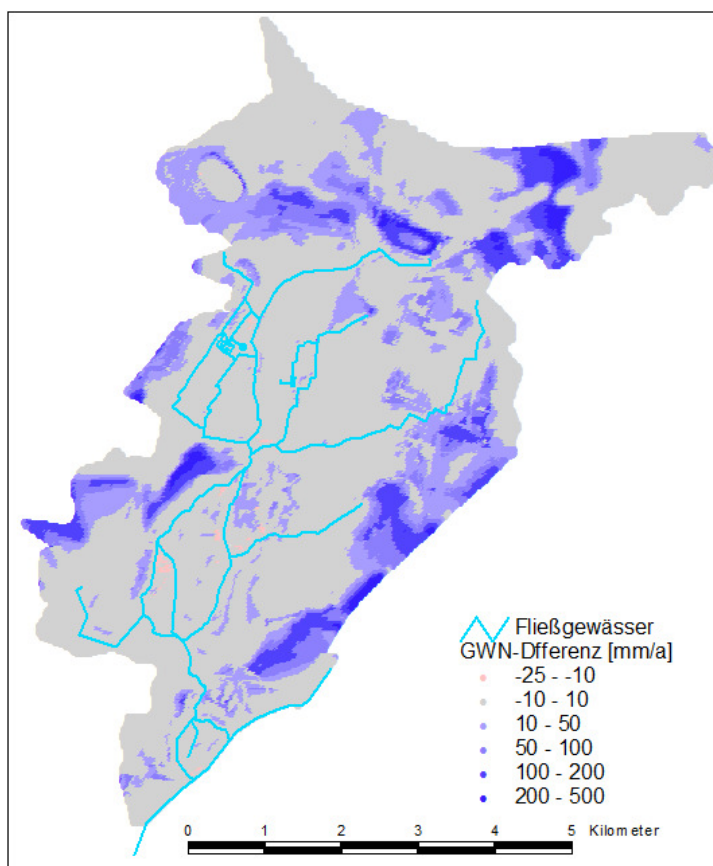


Abbildung 5-23: Grundwasserneubildungsdifferenz bei minimalen und maximalen  $k_F$ -Werten (Lietzengraben)

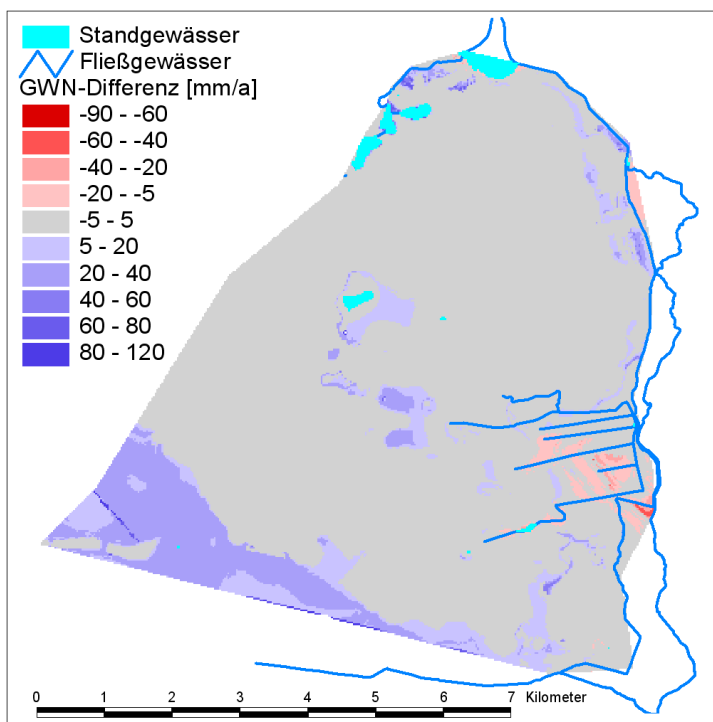


Abbildung 5-24: Grundwasserneubildungsdifferenz bei minimalen und maximalen  $k_F$ -Werten (Luchsee)

Obwohl die  $k_F$ -Wert-Variationen im Luchseegebiet größere Grundwasserstandsänderungen erzeugen (Abbildung 5-22), sind hier gleichzeitig geringere Grundwasserneubildungsänderungen auszumachen (Abbildung 5-24) als im Lietzengrabengebiet (Abbildung 5-23). Dies ist auf den Umstand zurückzuführen, dass im Lietzengrabengebiet ein größerer Flächenanteil grundwassernah ist, auf dem veränderte Grundwasserstände zu Grundwasserneubildungsdifferenzen führen. Auf grundwasserfernen Standorten haben Grundwasserstandsänderungen keinen Einfluss auf die Grundwasserneubildung.

### 5.5.2 Wirkung veränderter Speicherkoeffizienten

Kleinere Speicherkoeffizienten erzeugen eine größere Grundwasserdynamik und damit auch höhere Grundwasserstände (siehe Abbildung 5-25). Fließgewässer wirken auch hier entlastend auf die Grundwasserstände und bilden eine Grundwasserstandsbasis, unter die die Grundwasserstände – im Fall der Grundwasserströmungsrichtung in Richtung Fließgewässer – nicht absinken können. So wirkt eine geringere Grundwasserdynamik durch größere Speicherkoeffizienten in fließgewässerfernen Gebieten reduzierend auf die Grundwasserstände. Im Vergleich zu der Wirkung, die durch  $k_F$ -Wert-Variationen hervorgerufen wird, sind durch die Änderung der Speicherkoeffizienten kleinere Flächen betroffen.

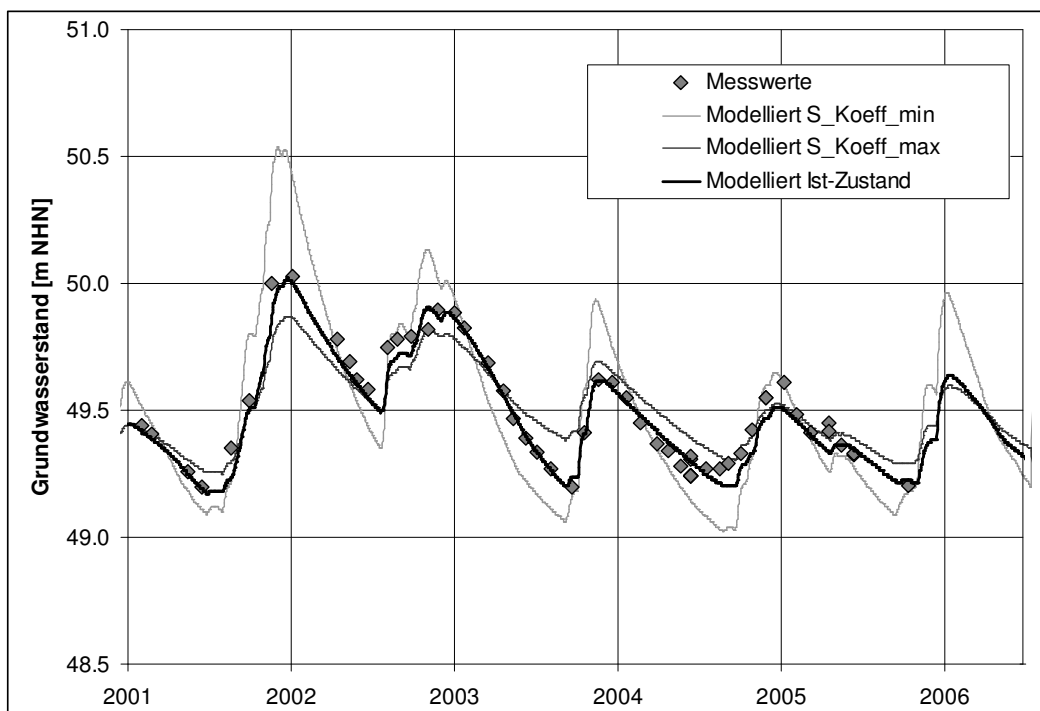


Abbildung 5-25: Auswirkung verschiedener Speicherkoeffizienten auf die Grundwasserhöhe

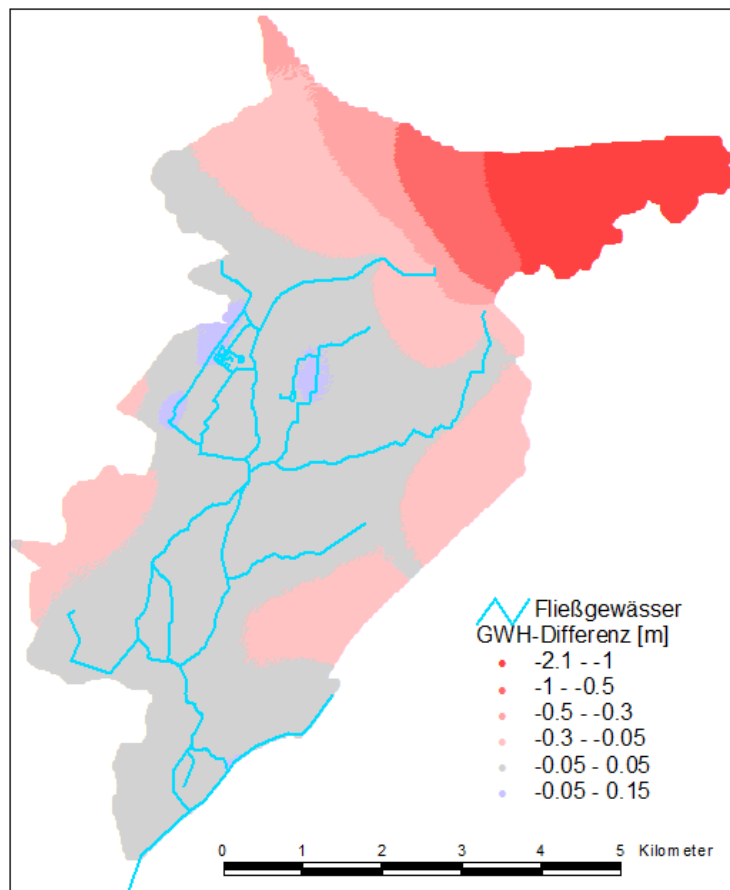


Abbildung 5-26: Grundwasserstandsdifferenzen bei minimalen und maximalen Speicherkoeffizienten (Lietzengraben)

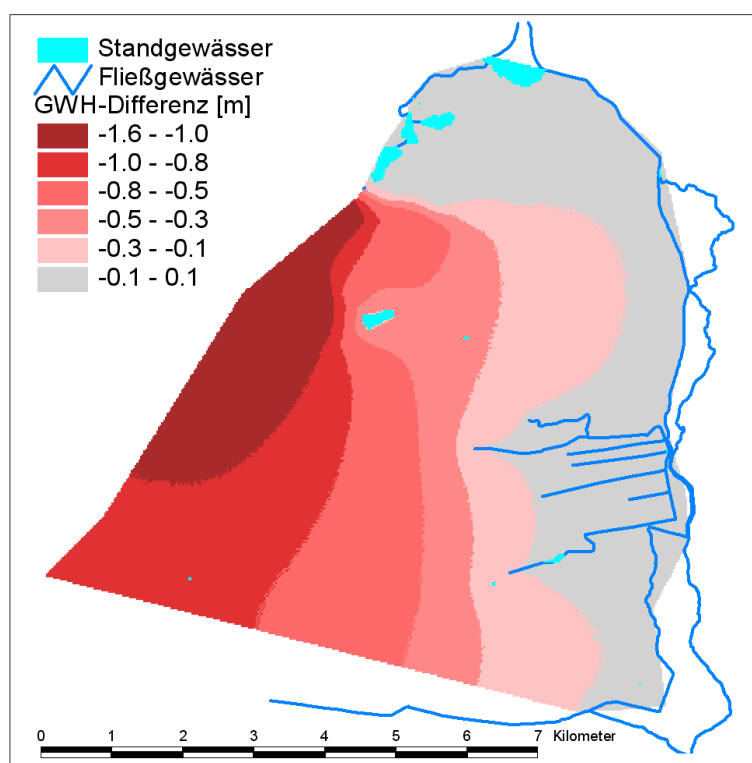


Abbildung 5-27: Grundwasserstandsdifferenzen bei minimalen und maximalen Speicherkoeffizienten (Luchsee)



Die Grundwasserneubildungsdifferenzen treten ebenfalls nur in grundwassernahen Gebieten auf. Dort können schon sehr geringe Grundwasserstandsänderungen zu veränderten Zehrungsmengen – und damit zu veränderten Grundwasserneubildungsmengen – führen. Die in Abbildung 5-27 und Abbildung 5-29 dargestellten negativen Grundwasserstandsdifferenzen bedingen also durch die größeren Flurabstände positive Grundwasserneubildungsdifferenzen. Die höhere Grundwasserneubildung führt ihrerseits wieder zu Grundwasseranstiegen oder zu erhöhtem Oberflächenabfluss, wenn diese über den Zwischenabfluss abgeführt wird. In unterhalb gelegenen Gebieten kann der erhöhte Abfluss auch wieder dem Grundwasser zuströmen (effluente Verhältnisse), sodass es hierüber zu einer räumlichen Verlagerung der Grundwasserneubildung in andere Gebiete und dort über angestiegene Grundwasserstände zu Grundwasserneubildungsdefiziten kommen kann. Diese Effekte sind in den Niederungen beider Gebiete zu beobachten (siehe Abbildung 5-28 und Abbildung 5-30).

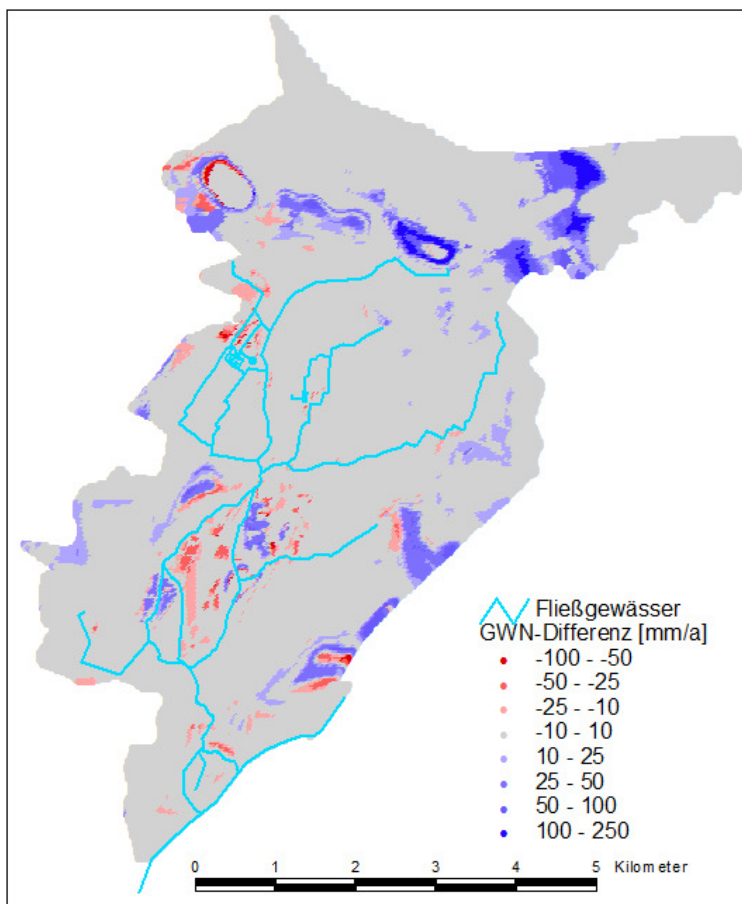


Abbildung 5-28: Grundwasserneubildungsdifferenz bei minimalen und maximalen Speicherkoeffizienten (Lietzengraben)

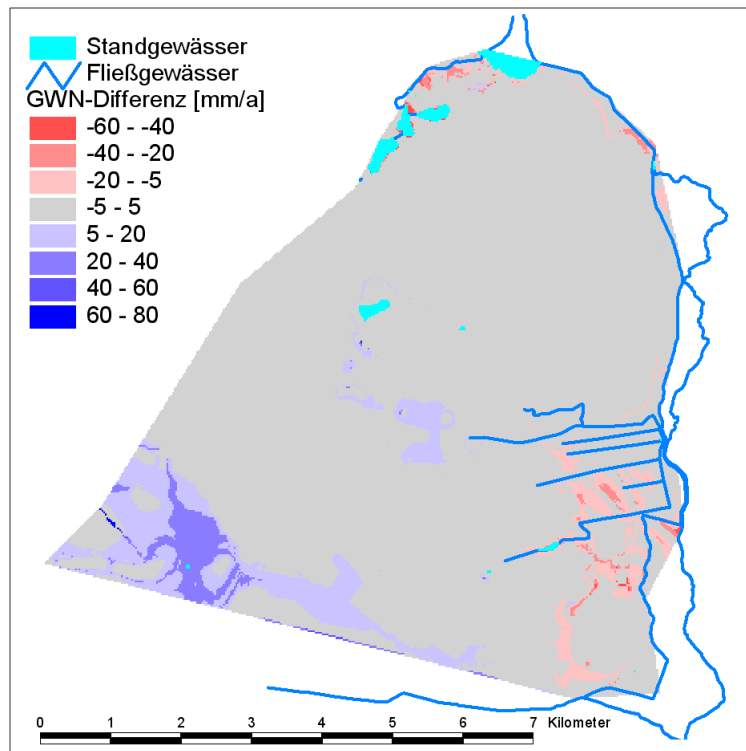


Abbildung 5-29: Grundwasserneubildungsdifferenz bei minimalen und maximalen Speicherkoeffizienten (Luchsee)

### 5.5.3 Wirkung veränderter Leakagewerte

Die Auswirkungen veränderter Leakagewerte auf die Grundwasserstände werden vornehmlich entlang der Gewässer deutlich. Dabei gibt es sowohl positive als auch negative Grundwasserstandsdifferenzen (siehe Abbildung 5-30 und Abbildung 5-31). Positive Grundwasserstandsdifferenzen treten an influenten Fließgewässerabschnitten auf, wo durch die erhöhten Leakagewerte die Versickerung aus dem Fließgewässer zum Grundwasser erhöht wird. Das ist der Fall, wenn der Fließgewässerwasserstand höher ist als die benachbarten Grundwasserstände; dies tritt vor allem an rückgestauten Fließgewässerabschnitten auf (wie z. B. im Lietzengrabengebiet hinter einem Wehr am westlichen Rand des Modellgebietes).

Negative Grundwasserstandsdifferenzen treten an effluenten Fließgewässerabschnitten auf, wo die entlastende Wirkung durch die großen Leakagewerte erhöht wird. Das ist der Fall, wenn der Grundwasserstand höher ist als der Gewässerwasserstand. Solche Entlastungsgebiete liegen im Luchseegebiet am Möllereisee und im Lietzengrabengebiet im Quellbereich des Lietzengrabens selbst sowie an den Mündungen von Graben 2 und Waldgraben in den Lietzengraben (siehe Abbildung 5-30 und Abbildung 5-31).

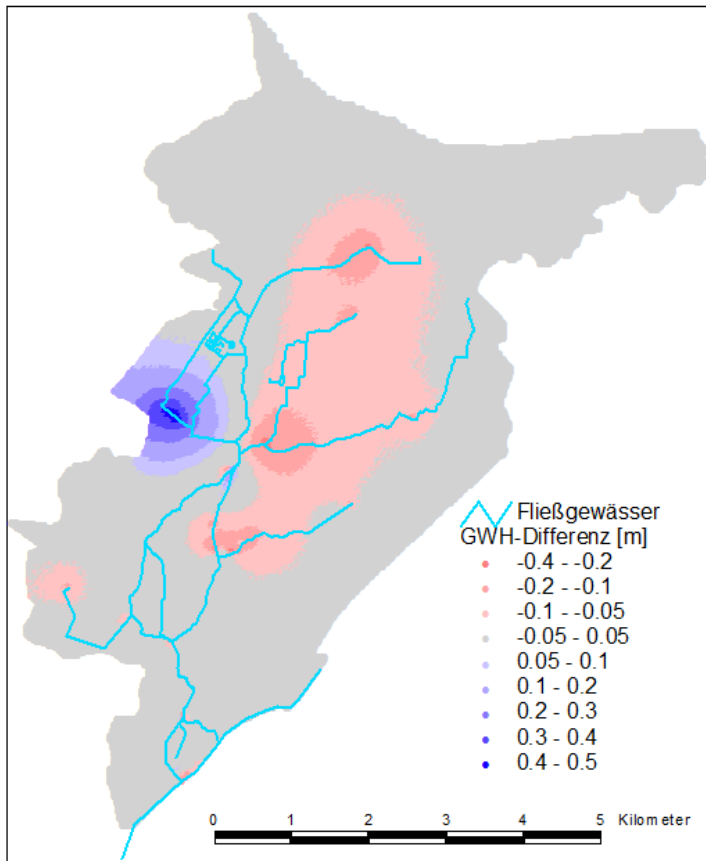


Abbildung 5-30: Grundwasserstandsdifferenzen bei minimalen und maximalen Leakage-werten (Lietzengraben)

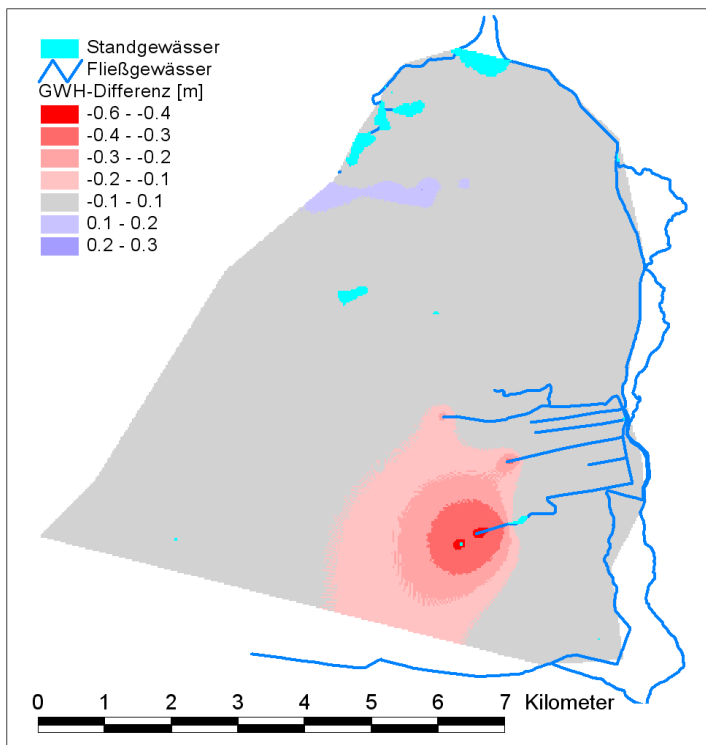


Abbildung 5-31: Grundwasserstandsdifferenzen bei minimalen und maximalen Leakage-werten (Luchsee)

Die Grundwasserneubildungen in den Entlastungsgebieten nehmen bei höheren Leakagewerten aufgrund der geringeren Grundwasserstände zu. In Niederungen kann es durch höhere Leakagewerte zu erhöhtem Wassereintrag aus den Fließgewässern kommen, sodass in diesen Gebieten verstärkte Zehrungen und damit geringere Grundwasserneubildungen die Folge sind. Im Lietzengrabengebiet kommt es in einer Niederung südlich der Rieselfelder, infolge eines oberhalb gelegenen eingestauten Grabenabschnittes, zu erhöhten Zehrungen (Abbildung 5-32). Das diesem Grabeneinstau benachbarte Gebiet ist nicht grundwassernah, sodass sich hier keine direkten Auswirkungen auf die Grundwasserneubildung ergeben.

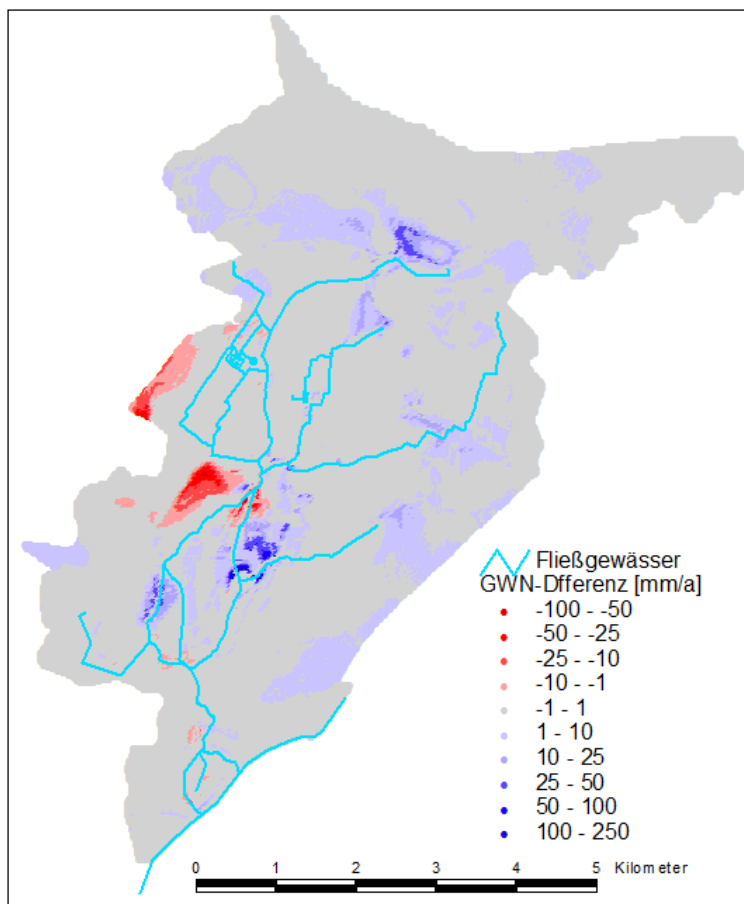


Abbildung 5-32: Grundwasserneubildungsdifferenz bei minimalen und maximalen Leakagewerten (Lietzengraben)

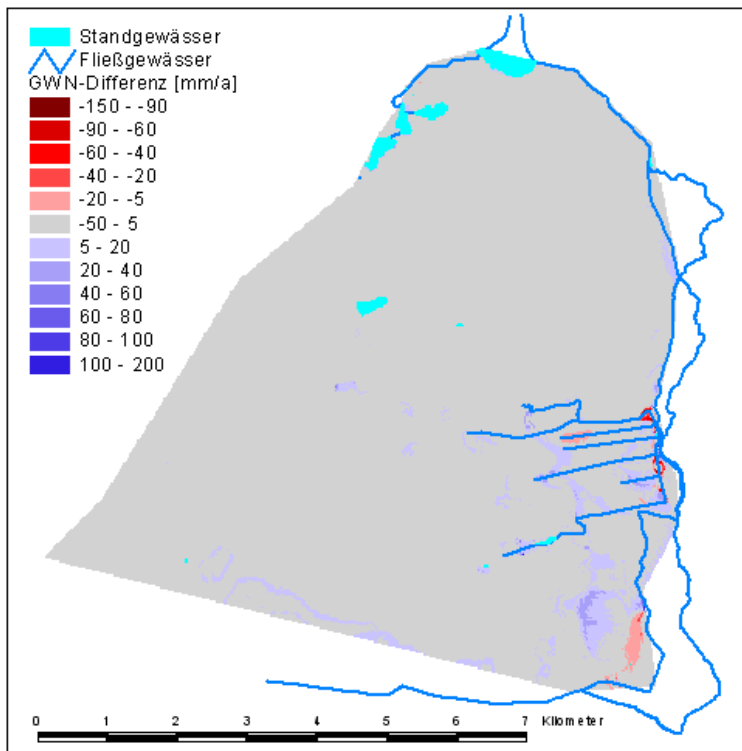


Abbildung 5-33: Grundwasserneubildungsdifferenz bei minimalen und maximalen Leakagewerten (Luchsee)

#### 5.5.4 Zusammenfassung der Sensitivitätsuntersuchung

Die dargestellten Parametervariationen lassen erkennen, welche Fehler durch die Verwendung nicht kalibrierter Werte potenziell entstehen können. Zusammenfassend werden die Abweichungen im Bereich der Grundwasserneubildung und Grundwasserhöhe für beide Gebiete in einem Boxplotdiagramm dargestellt (siehe Abbildung 5-34 und Abbildung 5-35). Die Boxplotdiagramme dienen der Veranschaulichung der Häufigkeitsverteilung der Abweichungen der einzelnen Ergebnisse im Gesamtgebiet. Die dargestellten roten „Boxen“ zeigen allerdings nicht, wie es in gängigen Boxplots üblich wäre, die Spannweite zwischen oberem und unterem Quantil (d. h. die mittleren 50% der Daten), sondern umfassen 90% des mittleren Wertebereichs, sodass nur die minimalen und maximalen 5%-Abweichungen (5%- und 95%-Quantil) außerhalb der Box liegen und über die Whisker angezeigt werden. Die Whisker umfassen den gesamten Wertebereich, da die Definition von Ausreißern in einer aus modellierten Abweichungen bestehenden Wertemenge nicht als sinnvoll erachtet wird. Etwas ungewöhnlich mag die Darstellung von Abweichungen in Boxplots dennoch sein, besonders wenn lediglich einseitige Abweichungen (also nur positive und negative Abweichungen) vorkommen. In diesem Fall umfasst das 5%-Quantil die Wertemenge der geringsten Abweichungen, während die Darstellung über die Whisker suggerieren könnte, dass sich dieser Bereich außerhalb einer gesicherten Wertemenge befindet. Die rote Box darf daher nicht als der Bereich der qualitativ besten Anpassung verstanden werden, sondern dient lediglich der Darstellung der Verteilung der Abweichungen. Umfasst der Whisker also einen Bereich nahe der Null-

Linie, so bedeutet dies, dass nur ein kleiner Anteil (5%) diese geringe Abweichung zeigt, der Großteil (~90%) jedoch eine höhere Abweichungen aufweist.

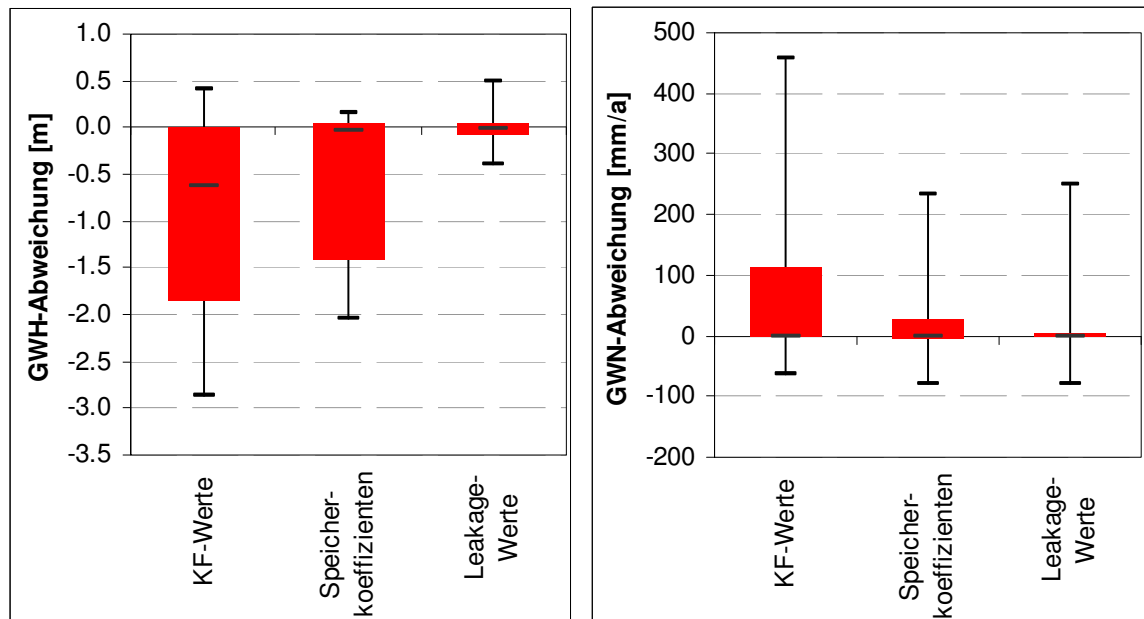


Abbildung 5-34: Abweichungen der Grundwasserstände (links) und Grundwassererneubildung (rechts) infolge der Spannweiten der drei Kalibrierungsparameter im Lietzengrabengebiet

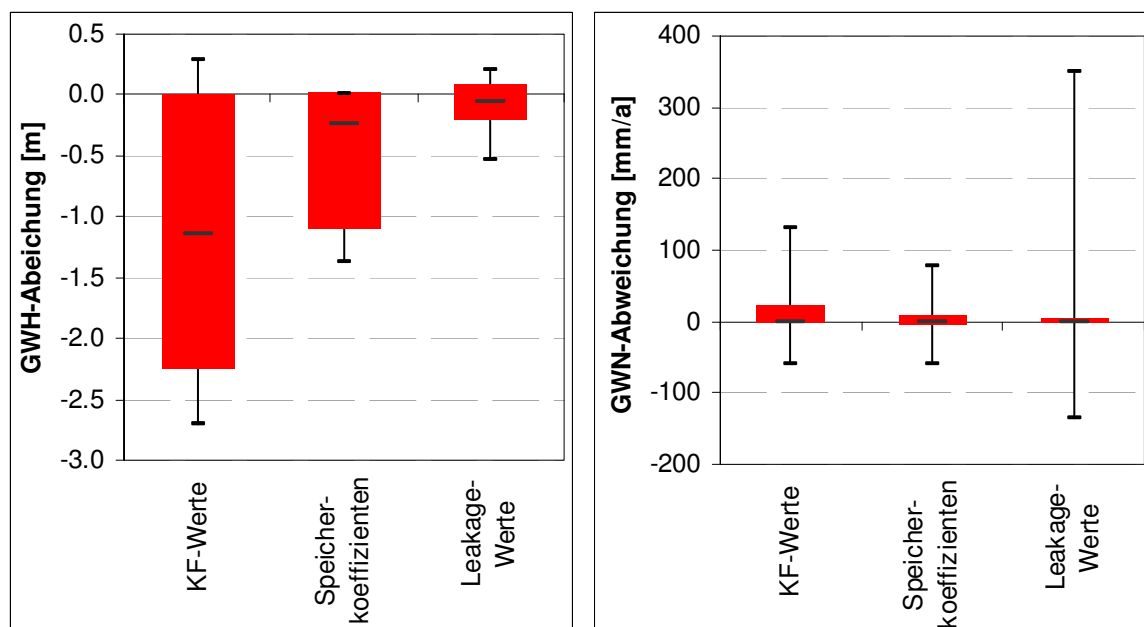


Abbildung 5-35: Abweichungen der Grundwasserstände (links) und Grundwassererneubildung (rechts) infolge der Spannweiten der drei Kalibrierungsparameter im Luchseegebiet

Von den drei untersuchten Parametern zeigen die  $k_F$ -Wert-Änderungen für beide Ergebnisgrößen die höchsten Abweichungen in beiden Untersuchungsgebieten. Die Leakagewert-Änderungen rufen die geringsten Abweichungen hervor.

Die durch die  $k_F$ -Werte verursachten Grundwasserstandsänderungen wirken sich in beiden Gebieten auf über 90% der Modellzellen mit negativen Differenzen aus, die extreme Abweichungen von bis zu beinahe 3 m erreichen können. Auf etwa der Hälfte der Flächen sind die Abweichungen im Lietzengrabengebiet bis 60 cm und im Luchseegebiet bis 1 m begrenzt. Trotz der größeren Abweichungen der Grundwasserstände ist die Abweichung der Grundwasserneubildung infolge der größeren Flurabstände im Luchseegebiet geringer als im Lietzengrabengebiet. Im Lietzengrabengebiet sind 90% der Flächen von maximal 100 mm/a Grundwasserneubildungsänderungen betroffen, während im Luchseegebiet auf 90% der Flächen die Grundwasserneubildungsänderungen weniger als 25 mm/a betragen.

Die Grundwasserstandsdifferenzen und Grundwasserneubildungen infolge geänderter Speicherkoeffizienten liegen in beiden Gebieten unter den durch die  $k_F$ -Wert-Änderungen verursachten. Hierbei sind sowohl die Grundwasserstandsdifferenzen als auch die Grundwasserneubildungsdifferenzen im Lietzengrabengebiet insgesamt etwas höher als im Luchseegebiet.

Die sich aufgrund von Leakagewert-Änderungen ergebenden Grundwasserstands- und Grundwasserneubildungsdifferenzen sind (wie oben bereits festgestellt), im Gegensatz zu den sich durch  $k_F$ -Werten und Speicherkoeffizienten ergebenden Änderungen, gering, da von einer Änderung der Leakagewerte lediglich die fließgewässernahen Gebiete betroffen sind, während sich die Änderungen der anderen beiden Parameter auf das gesamte Gebiet auswirken. Lokal können die Leakagewerte jedoch erhebliche Abweichungen hervorrufen, wie anhand der Boxplot-Darstellung ersichtlich wird. Besonders deutlich wird das im rechten Teil der Abbildung 5-35, in der die Abweichungen der Grundwasserneubildung für das Luchseegebiet dargestellt sind: Hier zeigen die Whisker mit -140 mm/a bis 350 mm/a die größte Abweichungsspannweite hinsichtlich der Leakagewerte.

Eine Kalibrierung der drei Parameter anhand von Grundwassermessstellen oder Oberflächenwasserpegeln ist also Voraussetzung für möglichst genaue Modellierungen. Im Folgenden werden anhand von Beispielen einige für das Tiefland charakteristische hydrologische Prozesse und ihre Auswirkung im Modell untersucht.

---

## 6 Interaktion zwischen Oberflächen- und Grundwasser im Modell

Die in Kapitel 2 beschriebenen Interaktionen zwischen Oberflächenwasser- und Grundwassermodell werden anhand der beiden Untersuchungsgebiete hinsichtlich ihrer Wirkung auf den Grundwasserstand und die Grundwasserneubildung untersucht.

Zunächst soll mit dem Modell gezeigt werden, wie stark die beiden Untersuchungsgebiete vom Grundwasser beeinflusst sind. Eine zweite Berechnung veranschaulicht den Effekt, den die Modellkopplung auf den Wasserhaushalt – hier speziell auf die Grundwasserneubildung – hat. Für die beiden Interaktionspfade (Oberflächengewässer – Grundwasser und Bodenwasser – Grundwasser) werden jeweils zwei weitere Untersuchungen vorgenommen. Für den ersten Pfad wird einerseits die Interaktion zwischen Fließgewässer und Grundwasser insgesamt analysiert und andererseits der Effekt, den die dynamischen Fließgewässerwasserstände auf den angrenzenden Grundwasserleiter haben, herausgestellt. Für den zweiten Pfad wird sowohl die Wirkung der saisonalen Vegetationsdynamik als auch der Einfluss des Kapillaraufstiegs für die Grundwasserstände und die Grundwasserneubildung aufgezeigt.

Dazu wurden mit den beiden Gebietsmodellen Szenariorechnungen mit veränderten Modelleinstellungen durchgeführt, die jeweils gegenüber dem Ausgangsmodell um einen Interaktionsprozess reduziert wurden. Im Vergleich zur Ausgangsberechnung konnte so die Wirkung einer einzelnen Interaktionskomponente auf die Modellergebnisse analysiert werden.

Die durchgeführten Berechnungen und Auswertungen sind in Tabelle 8 zusammengefasst.

*Tabelle 8: Berechnungsvarianten zur Interaktion zwischen Oberflächen- und Grundwassermodell*

Nr.	Getesteter Einfluss	Berechnungs-Szenario
1	Grundwassereinfluss auf den Wasserhaushalt	Gesamtgebiet grundwasserfern
2	Grundwasserdynamik auf den Wasserhaushalt	ungekoppelte Modellrechnung, mittlere Grundwasserstände werden vorgegeben
3	Einfluss der Fließgewässer auf das Grundwasser	ohne Interaktion zwischen Grundwasser und Fließgewässer
4	Einfluss der Wasserstandsdynamik in den Fließgewässern	durch Vorgabe mittlerer (statischer) Fließgewässerwasserstände
5	Einfluss des kapillaren Aufstiegs	ohne Berücksichtigung des Kapillaraufstiegs
6	Einfluss der Vegetationsdynamik auf den Wasserhaushalt	Modellrechnung ohne Vegetationsdynamik



Die Auswertung erfolgte anhand der räumlichen Verteilung der Grundwasserstandsdifferenzen bzw. Grundwasserneubildungsdifferenzen aus beiden Szenarien sowie der Gegenüberstellung der Grundwasser- bzw. Grundwasserneubildungsganglinien beider Berechnungen. Während die Differenzkarten nur Rückschlüsse auf die mittleren Änderungen der Ergebnisgrößen über den Berechnungszeitraum darstellen, lassen sich anhand der Abweichungen in den Grundwasserneubildungsganglinien oder Grundwasserganglinien auch saisonale Unterschiede analysieren.

Die in den Differenzkarten dargestellten räumlichen Abweichungen wurden berechnet, indem die räumlich differenzierten mittleren berechneten Grundwasserstände bzw. die Grundwasserneubildungen des Vergleichs-Szenarios von denen des Untersuchungs-Szenarios abgezogen wurden. Positive Werte (blaue Farbabstufung) stehen demnach für einen höheren Grundwasserstand bzw. höhere Grundwasserneubildungen im Untersuchungs-Szenario gegenüber dem Vergleichs-Szenario. Negative Werte (rote Farbabstufung) zeigen Gebiete an, in denen das Untersuchungs-Szenario geringere Grundwasserstände bzw. Grundwasserneubildungen liefert als das Vergleichs-Szenario. Teilweise wurden auch aus den beiden berechneten Grundwasserneubildungsganglinien Differenzen erzeugt, um Abweichungen deutlicher herauszustellen: In diesem Fall wurden ebenfalls die Grundwasserneubildungen des Vergleichs-Szenarios von denen des Untersuchungs-Szenarios abgezogen, sodass positive Werte für höhere und negative Werte für geringere Grundwasserneubildungen gegenüber dem Ausgangs-Szenario stehen.

Insgesamt wird bei dieser Vorgehensweise nicht die Wirkung der jeweiligen Kopplungsprozesse dargestellt, sondern die möglichen Fehler, die durch eine Nichtbeachtung bzw. Verhinderung dieser Interaktion hervorgerufen werden.

## 6.1 Einfluss des Grundwasserstands auf den Wasserhaushalt

Wie stark das Grundwasser den Wasserhaushalt in den betrachteten Gebieten beeinflusst, wurde anhand einer Berechnungsvariante untersucht, in der das gesamte Untersuchungsgebiet als grundwasserfern angenommen wurde. Da (wie in Kapitel 2 beschrieben) in grundwasserfernen Gebieten keine Rückkopplung zum Oberflächengewässer besteht, kann aus der Differenz zwischen grundwasserfernem Szenario und Vergleichsberechnung der Einfluss der grundwassernahen Gebiete auf den Wasserhaushalt dargestellt werden.

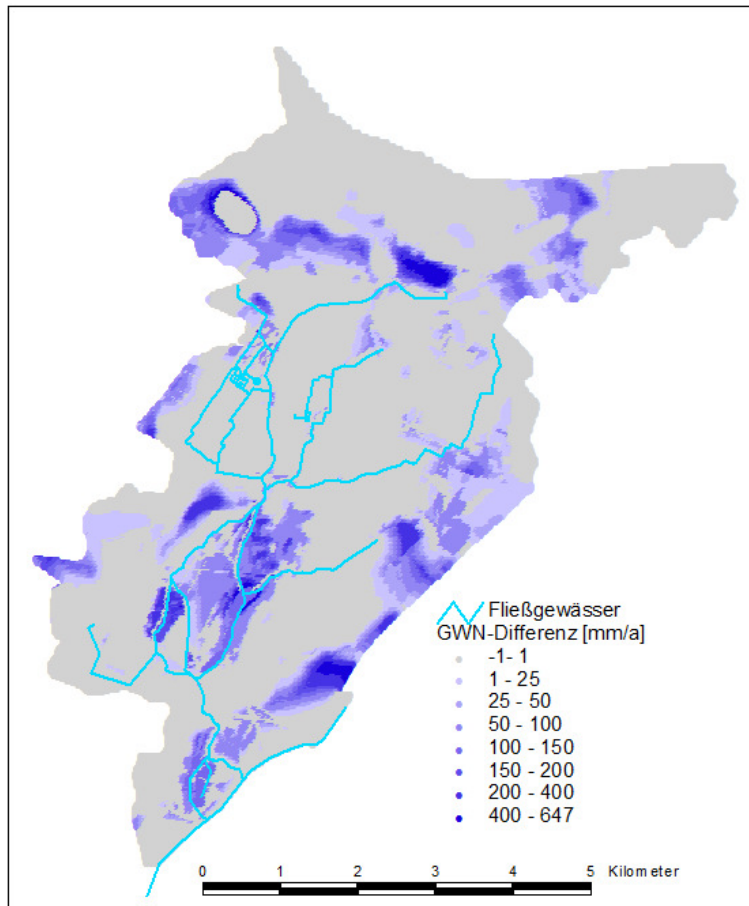


Abbildung 6-1: Räumliche Verteilung der Grundwasserneubildungsdifferenzen aus grundwasserferner Situation und Ausgangssituation (Lietzengraben)

Abbildung 6-1 zeigt, dass alle berechneten Grundwasserneubildungsänderungen positiv ausfallen, das heißt, dass die Grundwasserneubildung ohne Berücksichtigung der Grundwasserstände überschätzt wird. Die Veränderung der Grundwasserneubildung wirkt sich nur auf ehemals grundwassernahen Flächen aus, auf denen im Ausgangs-Szenario Zehrungen über die Evaporation stattfinden, die im Untersuchungs-Szenario in Folge der hohen Flurabstände nicht mehr simuliert werden. Die erhöhten Sickerwassermengen können je nach Standort einige 100 mm/a ausmachen. Diese zusätzlich im Gebiet verfügbare Wassermenge führt zur Grundwasseranhebung gegenüber dem Ausgangsstand, was in Abbildung 6-2 dargestellt ist. In Fließgewässernähe wird die zusätzliche

Wassermenge lateral zum Fließgewässer abgeführt, was deren Abfluss erhöht aber die Grundwasserstände entlang der Fließgewässer nicht beeinflusst.

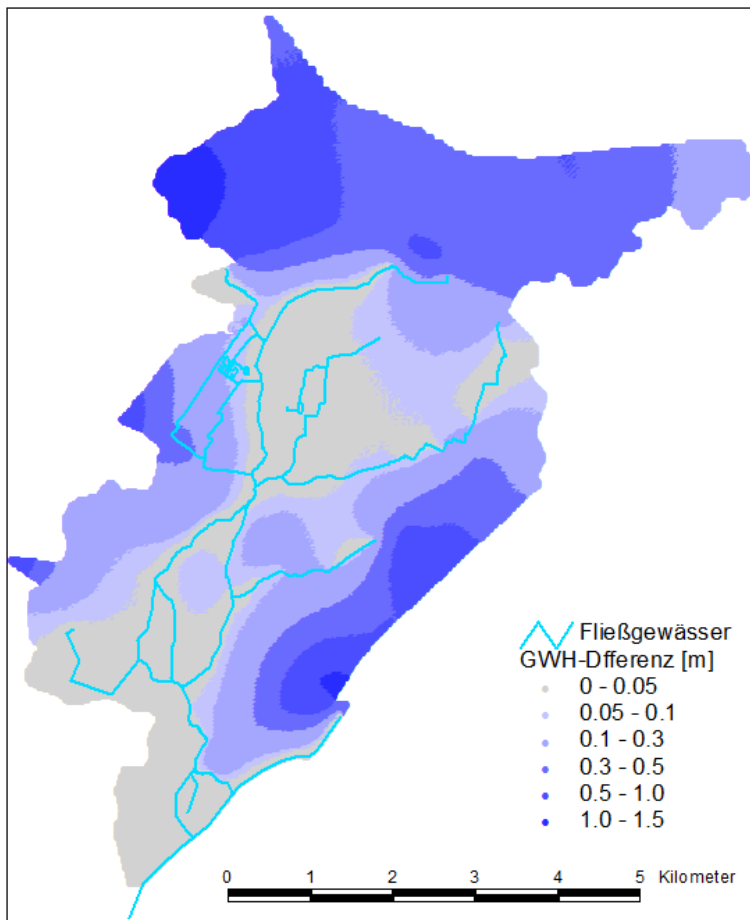


Abbildung 6-2: Differenzkarte der Grundwasserhöhe zwischen Ausgangs-Szenario und grundwasserfernem Szenario (Lietzengraben)

Das Fließgewässersystem wirkt also stabilisierend auf die Grundwasserstände, während in den grundwasserfernen Gebieten Grundwassererhöhungen von bis zu 1 m vorkommen, die auf Flächen mit hohen Grundwasserzehrungen im Ausgangsszenario besonders ausgeprägt sind.

Im Luchseegebiet zeigt sich eine ähnliche Wirkung wie im Lietzengrabengebiet. Die Änderungen der Grundwasserstände (Grundwasserstandsanhörungen infolge geringerer Evapotranspiration im Falle großer Flurabstände im gesamten Modellgebiet) finden hier ebenfalls nur in größerer Entfernung zum Fließgewässer statt. Zwar erhöhen sich die Sickerwassermengen auch in Fließgewässernähe (und vor allem dort, weil diese Standorte meist natürlicherweise grundwassernah sind), doch wirken die Fließgewässer hier ebenfalls entlastend, sodass sich die erhöhten Sickerwassermengen nur auf fließgewässerfernen Standorten auf den Grundwasserstand auswirken.

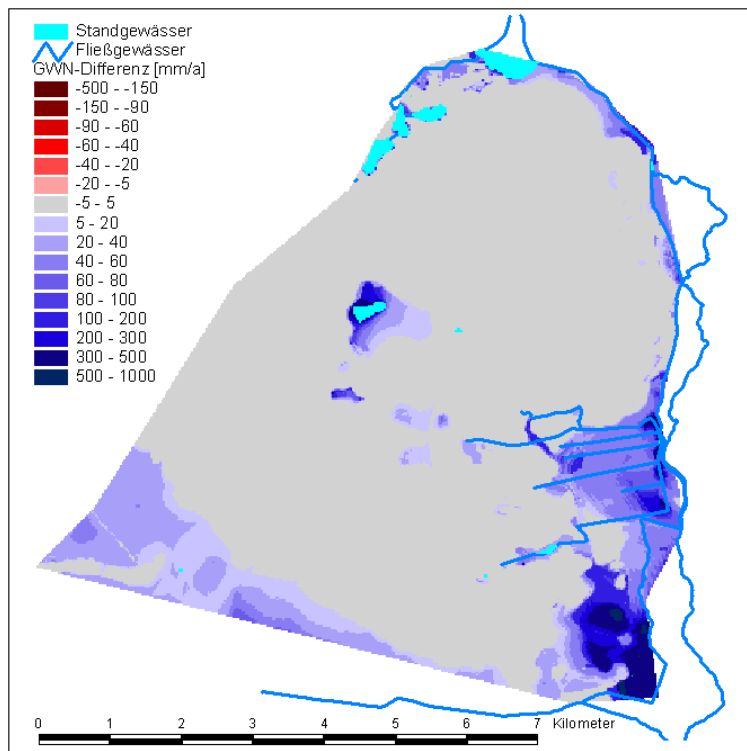


Abbildung 6-3: Räumliche Verteilung der Grundwasserneubildungsdifferenzen zwischen grundwasserferner Situation und Ausgangssituation (Luchsee)

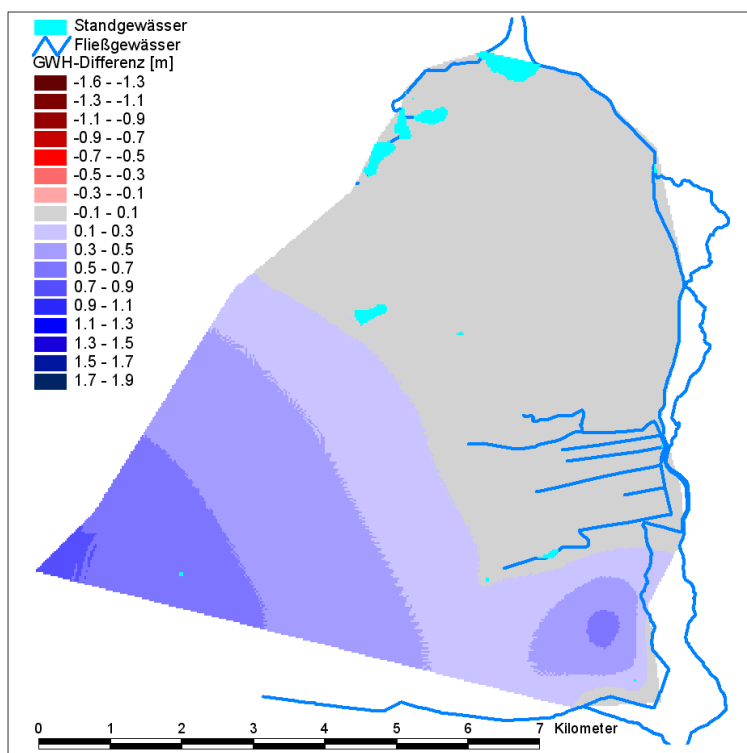


Abbildung 6-4: Differenzkarte der Grundwasserhöhe zwischen Ausgangs-Szenario und grundwasserfernem Szenario (Luchsee)

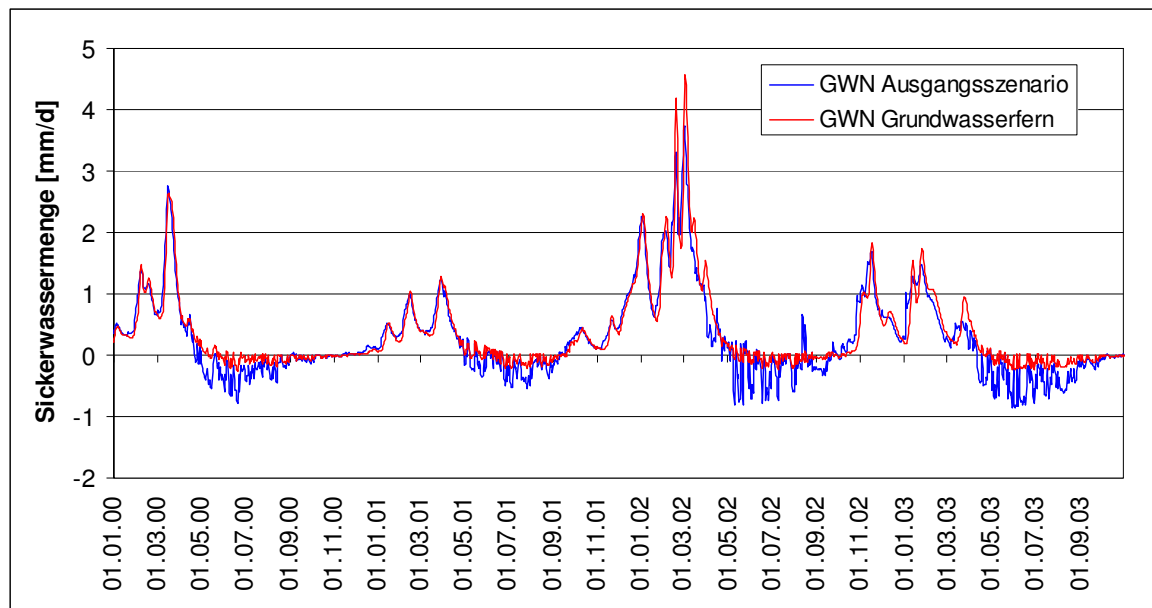


Abbildung 6-5: Gegenüberstellung der Sickerwasserganglinien des grundwasserfernen Szenarios und des Ausgangs-Szenarios (Lietzengraben)

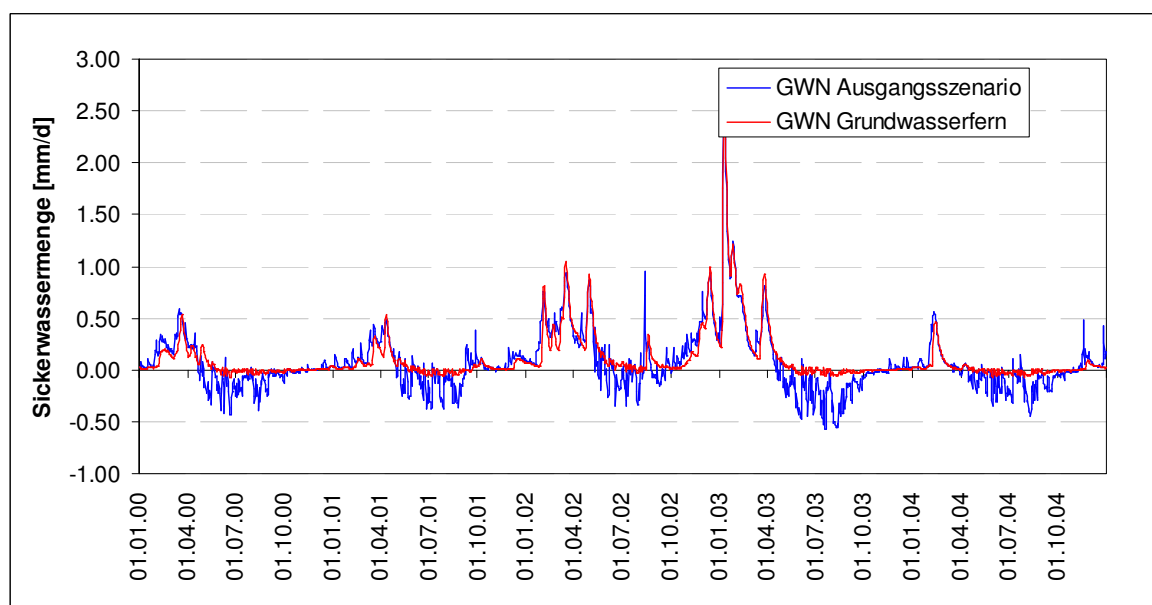


Abbildung 6-6: Gegenüberstellung der Sickerwasserganglinien des grundwasserfernen Szenarios und des Ausgangs-Szenarios (Luchsee)

In Abbildung 6-5 und Abbildung 6-6 sind die Sickerwasserganglinien für den Ausgangszustand und das Untersuchungs-Szenario für beide Gebiete gegenübergestellt. Der Gang der Sickerwassermenge ohne Berücksichtigung der Flurabstände zeigt deutlich das Ausbleiben der Grundwasserzehrungen in den Sommermonaten. Zusätzlich ist ein zeitlich leicht verzögertes Einsetzen der Grundwasserneubildung im grundwasserfernen Szenario zu erkennen. Anhand der Differenzen zwischen den Grundwasserneubildungen der

beiden Szenarien werden die Unterschiede noch deutlicher, wie Abbildung 6-7 und Abbildung 6-8 zeigen:

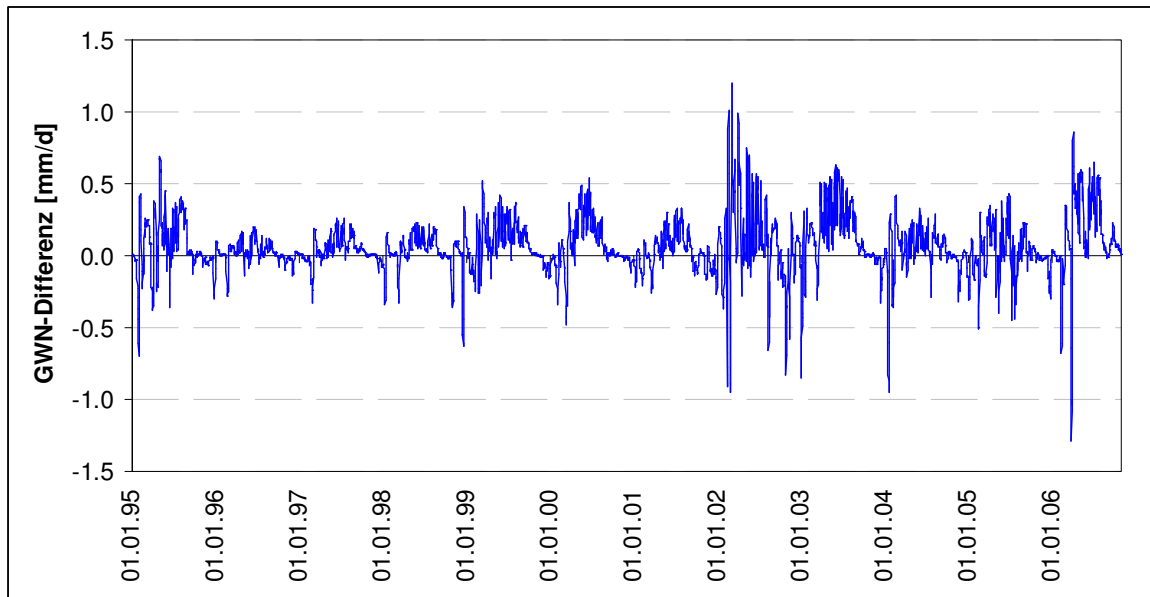


Abbildung 6-7: Zeitliche Abweichung der Grundwasserneubildung infolge grundwasserferner Verhältnisse (Lietzengraben)

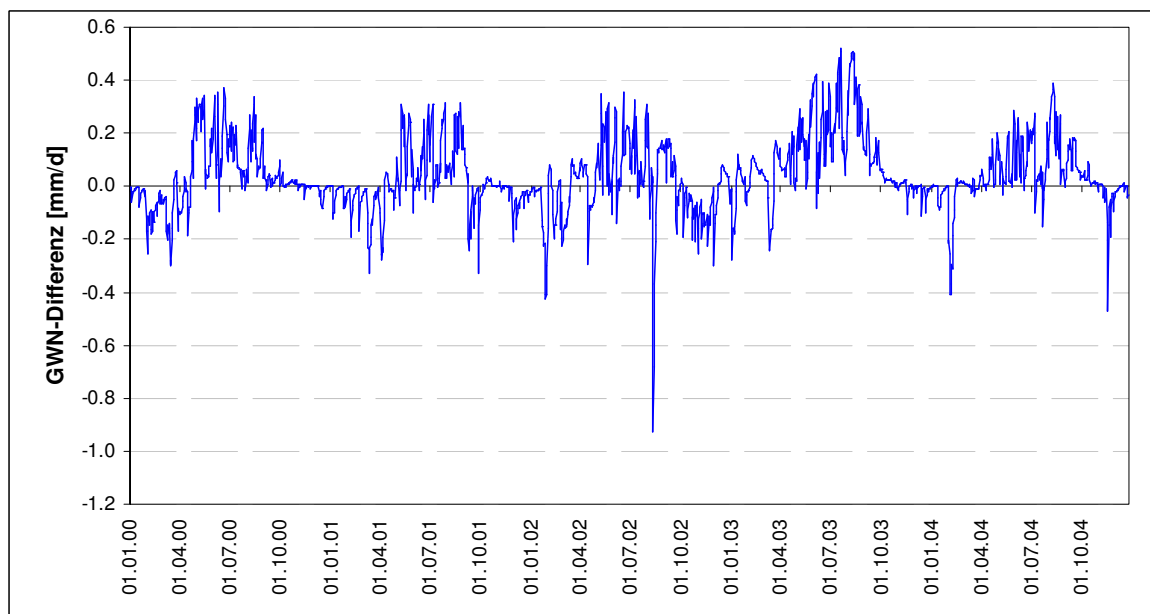


Abbildung 6-8: Zeitliche Abweichung der Grundwasserneubildung infolge grundwasserferner Verhältnisse (Luchsee)

Die beiden Untersuchungsgebiete sind also stark (Lietzengraben) bis mäßig (Luchsee) vom Grundwasser beeinflusst, sodass dieses bei einer Modellierung unbedingt berücksichtigt werden sollte.

## 6.2 Einfluss der Grundwasserdynamik auf den Wasserhaushalt

Durch die Kopplung zum Grundwassermodell werden dem Oberflächenwassermodell in jedem Zeitschritt veränderte Grundwasserstände übergeben. Der Einfluss, den diese dynamischen Grundwasserstände auf die Wasserhaushaltsergebnisse haben, wurde anhand eines Vergleiches zwischen dem Ausgangsmodell und einer Modellvariante ohne Kopplung zum Grundwasser herausgestellt. In der ungekoppelten Rechnung wurden zu jedem Zeitschritt die mittleren Grundwasserstände verwendet.

Die Auswertung erfolgte für beide Gebiete anhand der mittleren Grundwasserneubildung in ihrer räumlichen Verteilung und den Differenzen der Sickerwasserganglinien aus beiden Berechnungsvarianten. Die Grundwasserstände konnten für diese Untersuchung nicht mit herangezogen werden, da das Grundwassermodell in der ungekoppelten Version nicht mitgerechnet wurde und somit keine Ergebnisse liefert.

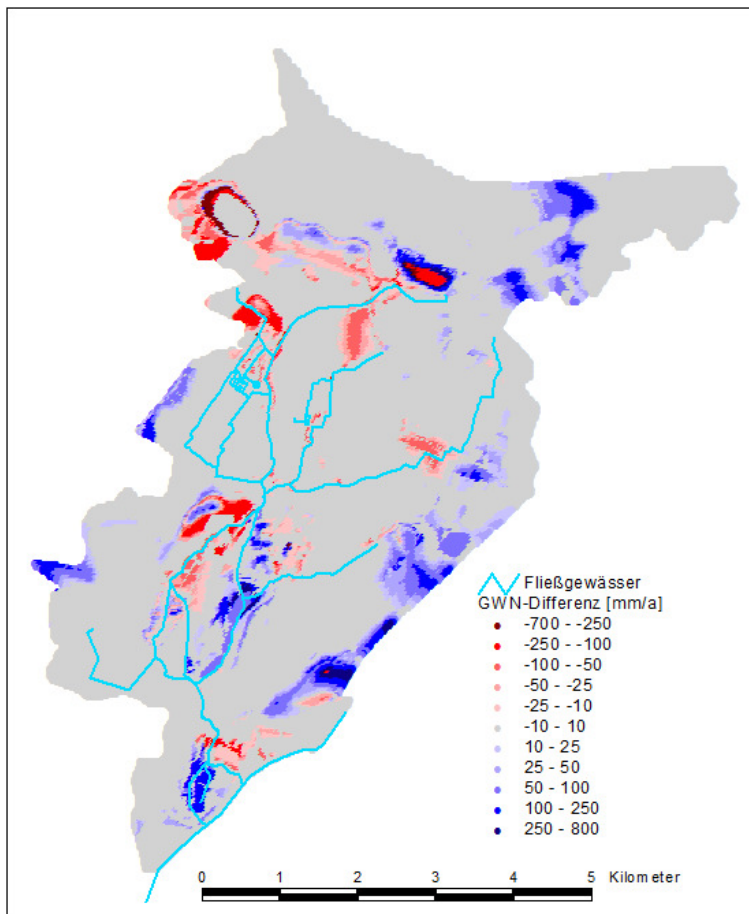


Abbildung 6-9: Grundwasserneubildungsdifferenzen zwischen gekoppelter und ungekoppelter Modellvariante (Lietzengraben)

Abbildung 6-9 und Abbildung 6-10 zeigen die mittleren Grundwasserneubildungsdifferenzen zwischen dem Ausgangs-Szenario und der ungekoppelten Modellvariante. In beiden Gebieten gibt es sowohl negative als auch positive Abweichungen. Negative Abweichungen (rote Flächen) sind auf grundwassernahe Standorte begrenzt. Sie werden

durch die vorgegebenen mittleren Grundwasserstände hervorgerufen, durch die eine höhere Zehrung (geringere Grundwasserneubildung) im Sommerhalbjahr möglich ist als in dem Szenario mit dynamischen Grundwasserständen. In letzterem sinken zur gleichen Zeit die Grundwasserstände unter ihren Mittelwert ab, sodass geringere Zehrungen stattfinden können. Die positiven Abweichungen (blaue Flächen) werden durch geringere Zehrung (erhöhte Grundwasserneubildung) verursacht, die durch zwei unterschiedliche Effekte bedingt sind: Einerseits treten sie auf Flächen auf, die über die mittleren Grundwasserstände als flurfern definiert werden, sodass in der ungekoppelten Modellvariante keine Zehrung stattfindet, während hier im gekoppelten Fall durch den Grundwasseranstieg in feuchten Perioden grundwassernahe Verhältnisse entstehen, sodass eine Grundwasserzehrung möglich wird. Andererseits sind die positiven Abweichungen auf Flächen mit sehr geringen Flurabständen anzutreffen, auf denen auch im gekoppelten Modell das ganze Jahr über grundwassernahe Verhältnisse herrschen und in Feuchtperioden Sättigungsflächen durch das steigende Grundwasser gebildet werden.

Die Gebiete, die positive Veränderungen der Grundwasserneubildung aufweisen, liegen im Lietzengrabengebiet auf den Feuchtwiesen im Bereich der Lietzengrabenquelle, im Bereich der Seen (Bogenseekette, Karower Seen) und im Bereich der Moorlinie südlich des Sportplatzes bei Buch. Im Luchseegebiet finden sich die positiven Abweichungen ebenfalls auf stark vernässten Flächen, wie z.B. im Luchseemoorgebiet und dem Naturschutzgebiet Kriegbusch, einem Teil des Inneren Unterspreewalds im Südosten des Untersuchungsgebietes.

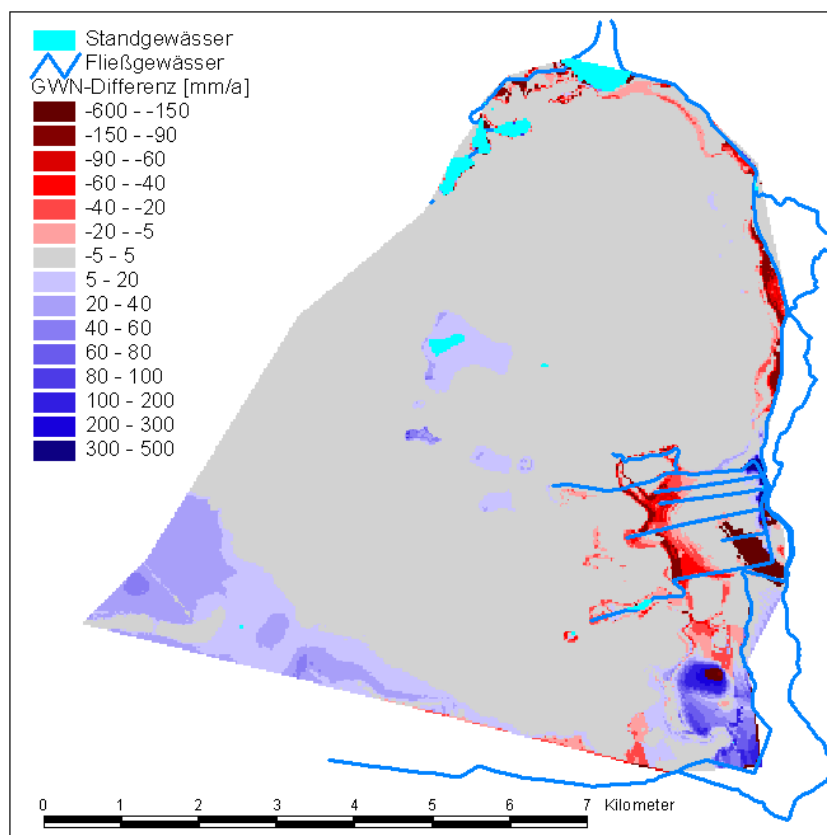


Abbildung 6-10: Grundwasserneubildungsdifferenzen zwischen gekoppelter und ungekoppelter Modellvariante (Luchsee)



Die beiden Sickerwasserganglinien der gekoppelten und ungekoppelten Modellrechnung sind in Abbildung 6-11 und Abbildung 6-12 gegenübergestellt: Hier wird deutlich, dass in beiden Gebieten die höheren Zehrungen ohne Modellkopplung berechnet wurden. Im fließgewässergeprägten Einzugsgebiet des Lietzengrabens fallen diese Zehrungen in den Sommermonaten mit bis zu 0,7 mm/Tag deutlich höher aus als im Luchseegebiet, wo die Änderungen mit maximal 0,5 mm/Tag etwas geringer sind.

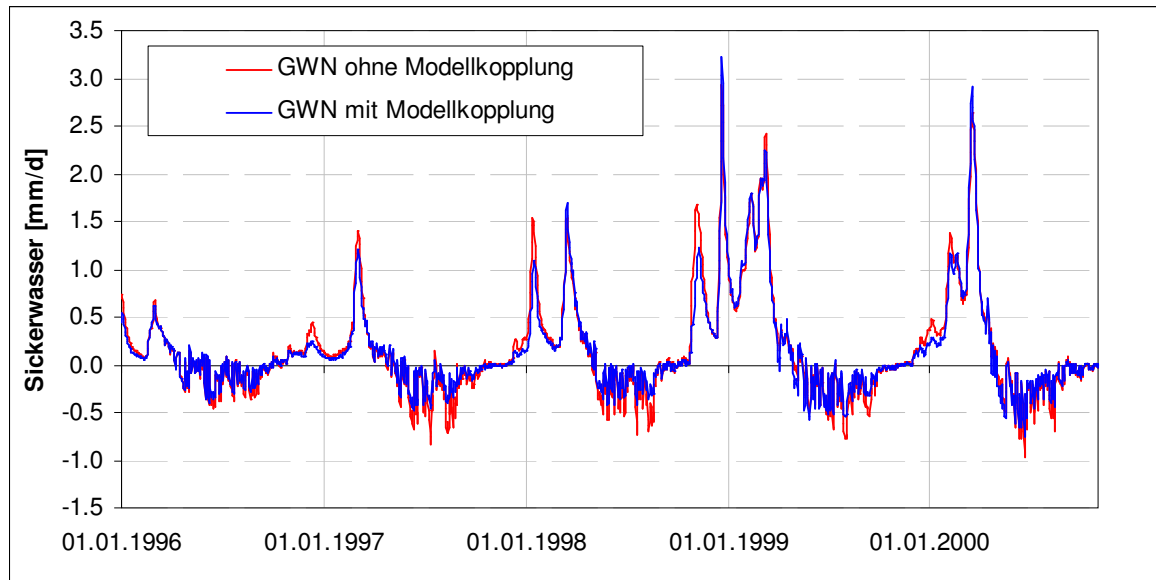


Abbildung 6-11: Gegenüberstellung des Sickerwasserganges von ungekoppeltem und gekoppeltem Modell (Lietzengraben)

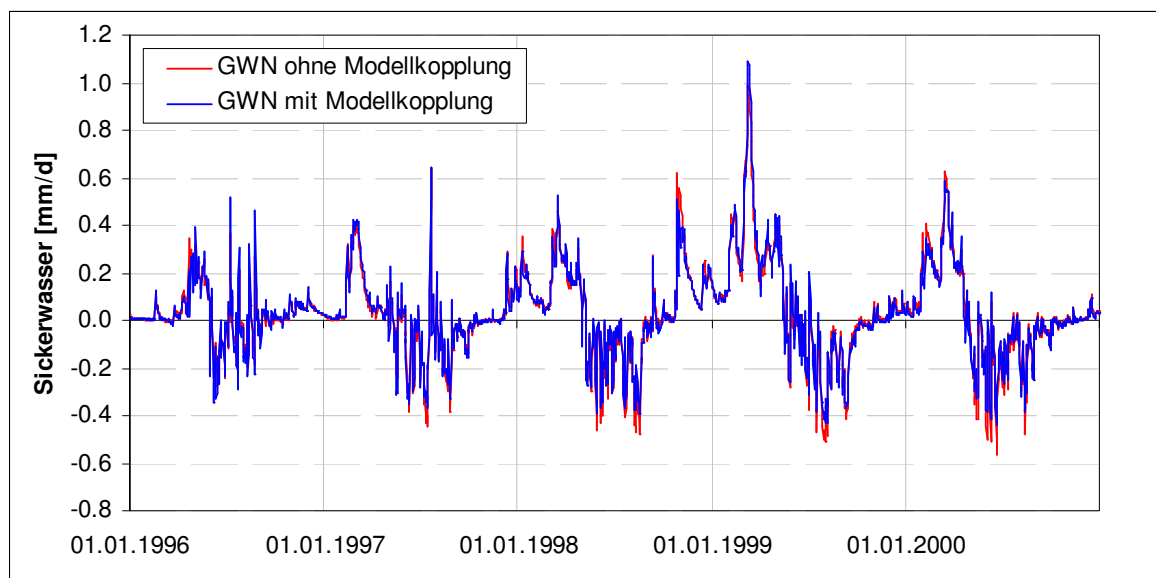


Abbildung 6-12: Gegenüberstellung des Sickerwasserganges von ungekoppeltem und gekoppeltem Modell (Luchsee)

### 6.3 Einfluss des Kontaktes zwischen Fließgewässer und Grundwasser

Der Wirkung der Wasserstände in den Fließgewässern auf das Grundwasser und der Einfluss, den diese auf die Grundwasserneubildung haben, wird anhand einer Gegenüberstellung des Ausgangszustands mit einer Modellrechnung, in der der Kontakt zwischen Fließgewässer und Grundwasser unterbunden wurde, verdeutlicht. In Abbildung 6-13 und Abbildung 6-15 sind die Grundwasserstandsdifferenzen dargestellt, die sich gegenüber dem Ausgangszustand einstellen, wenn die Gebiete nicht durch die Gewässer entwässert werden. Für beide Gebiete wird fast ausschließlich ein Grundwasseranstieg abgebildet, was verdeutlicht, dass die Landschaft durch die Grabeneinschnitte entwässert wird, sofern die Fließgewässer nicht hinter Wehren aufgestaut werden. Die Rückstaugebiete sind entsprechend durch negative Grundwasserdifferenzen gekennzeichnet.

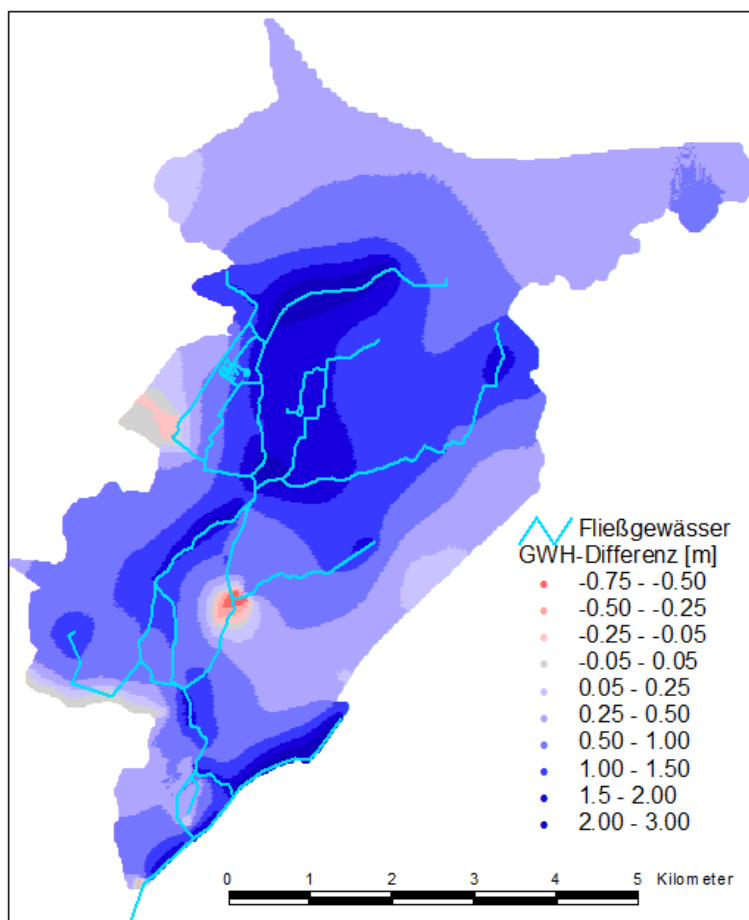


Abbildung 6-13: Änderung der Grundwasserhöhe infolge der Unterbindung des Kontaktes zwischen Fließgewässer und Grundwasser (Lietzengraben)

Ohne die entwässernde Wirkung der Gräben steigen im Lietzengrabenmodell die Grundwasserstände in weiten Teilen des Gebietes bis nahe unter die Geländeoberkante an, sodass hier Feucht- und Vernässungsflächen entstehen würden, wodurch die Verdunstung stark erhöht und die Grundwasserneubildung erheblich reduziert würde (Abbildung 6-14).

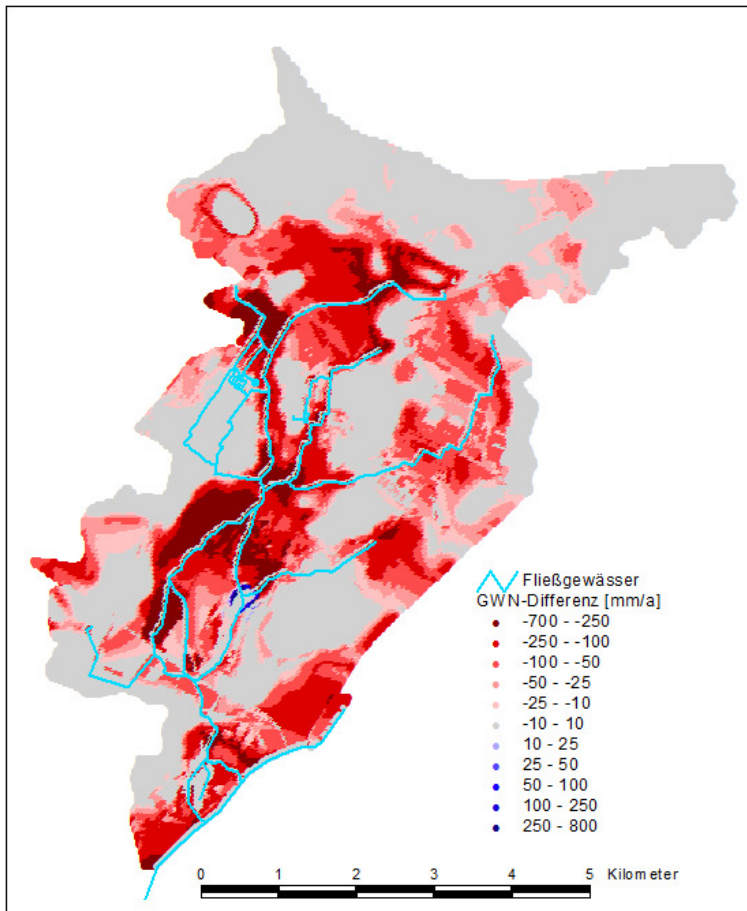


Abbildung 6-14: Änderung der Grundwasserneubildung infolge der Unterbindung des Kontaktes zwischen Fließgewässer und Grundwasser (Lietzengraben)

Auch wenn das Luchseegebiet nicht in dem Maße von Fließgewässern durchzogen ist wie das Lietzengrabengebiet, so haben hier die Randgräben dennoch einen erheblichen Einfluss auf die Grundwasserstände; ferner zeigen die das Poldergebiet durchziehenden Meliorationsgräben ebenfalls eine starke entwässernde Wirkung. Im östlichen Teil des Poldergebietes verringert sich die Grundwasserstandsdifferenz mit zunehmender Nähe zum Pumpwerk wieder, da dort auch in der Vergleichsvariante das Grundwasser oberflächennah anzutreffen ist und durch eine weitere Erhöhung der Grundwasserstände bereits die Geländeoberfläche erreicht und damit eine maximale Verdunstung erzielt wird. Der Flächenanteil, auf dem sich der Einfluss der erhöhten Grundwasserstände auf die Grundwasserneubildung auswirkt, ist jedoch im Luchseemodell wesentlich kleiner als im Lietzengrabenmodell (siehe Abbildung 6-16). Dies ist auf die – in weiten Teilen – höheren Flurabstände im Luchseegebiet zurückzuführen: eine Grundwasseranhebung führt hier also auf weniger Flächen zu grundwassernahen Verhältnissen und erzielt dementsprechend geringer verbreitete Grundwasserneubildungsdifferenzen.

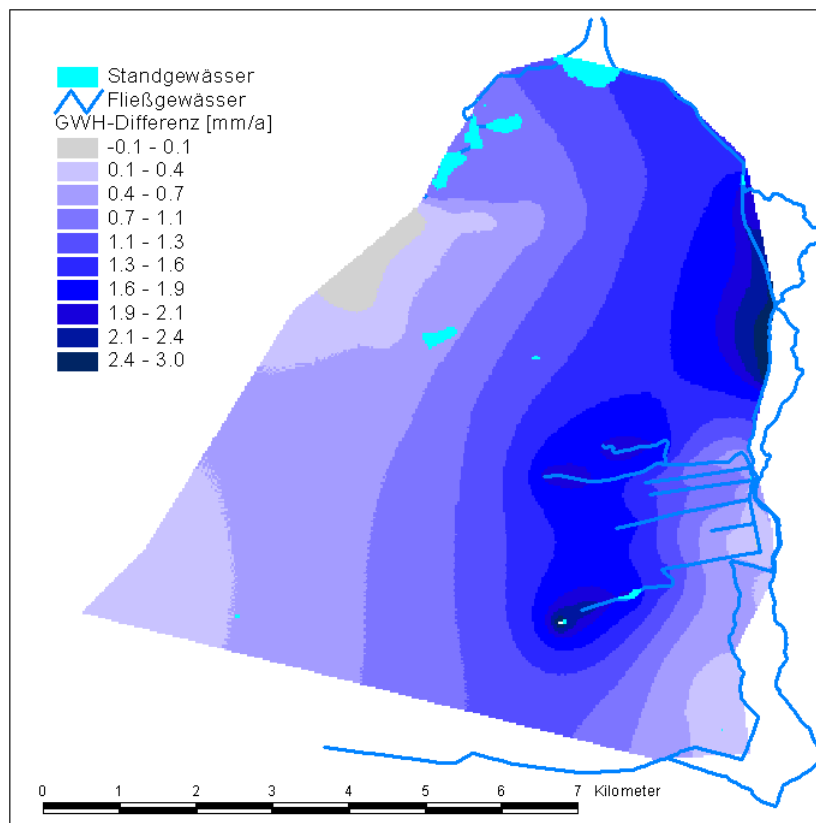


Abbildung 6-15: Änderung der Grundwasserhöhe infolge der Unterbindung des Kontaktes zwischen Fließgewässer und Grundwasser (Luchsee)

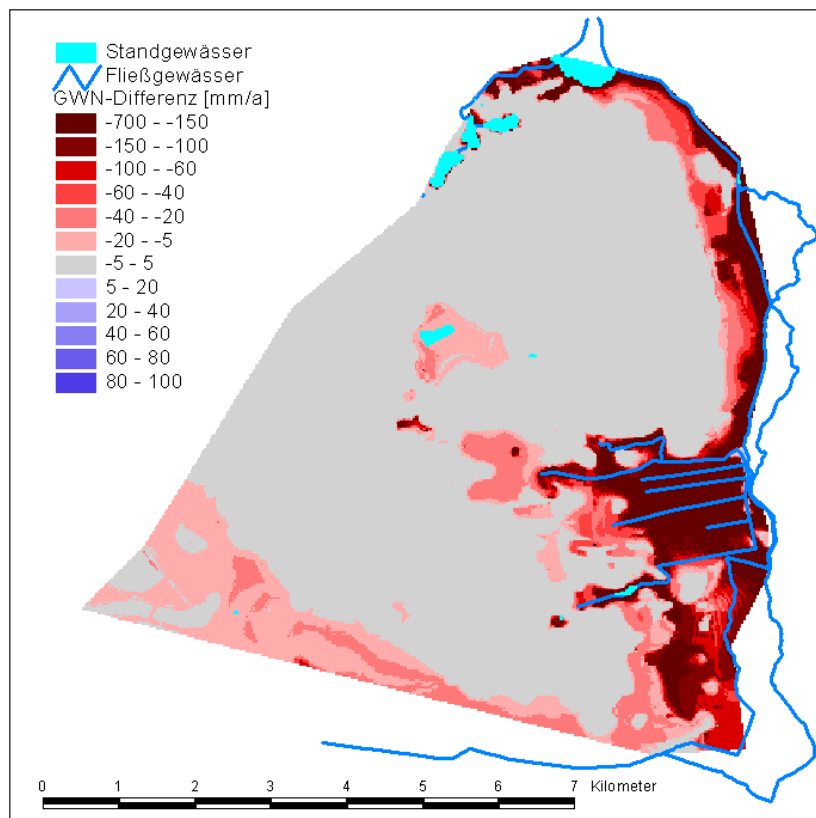


Abbildung 6-16: Änderung der Grundwasserneubildung infolge der Unterbindung des Kontaktes zwischen Fließgewässer und Grundwasser (Luchsee)

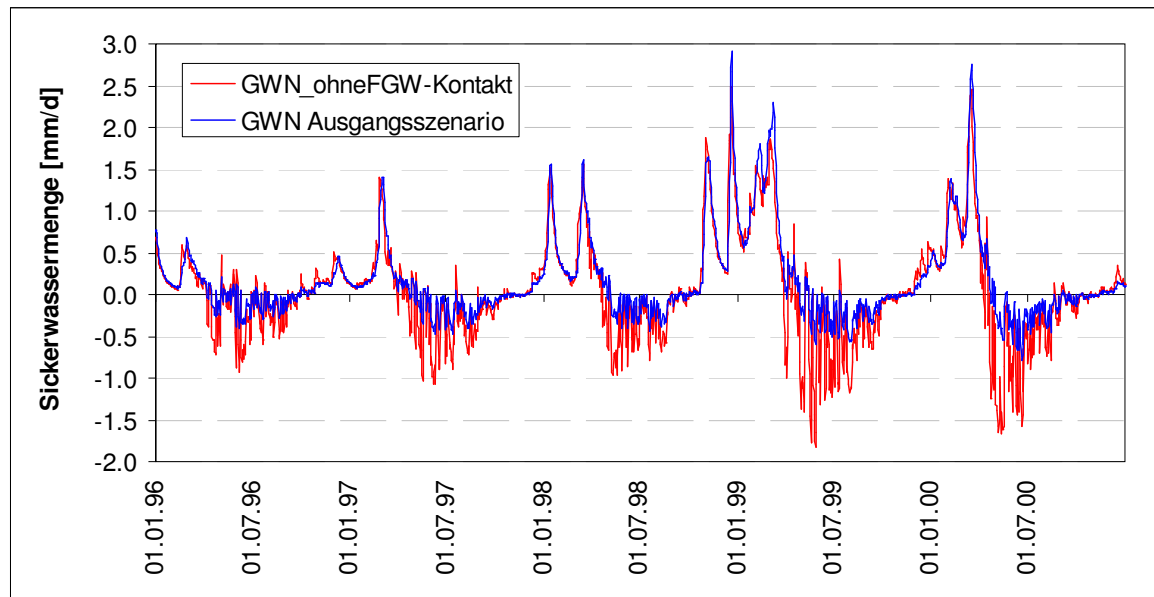


Abbildung 6-17: Gegenüberstellung des Sickerwasserganges mit und ohne Kontakt zwischen Fließgewässer und Grundwasser (Lietzengraben)

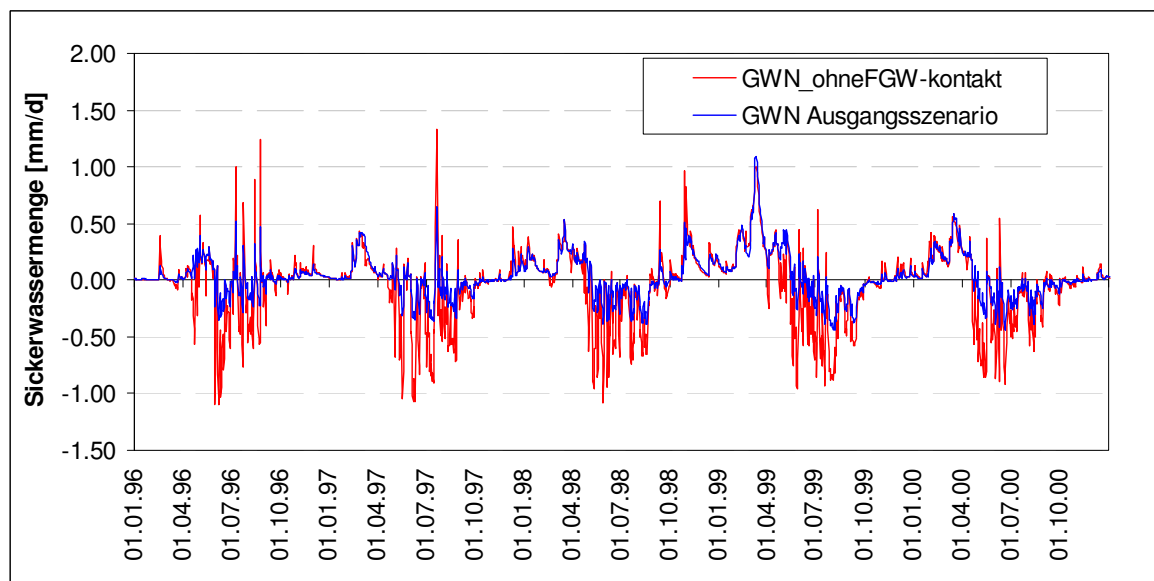


Abbildung 6-18: Gegenüberstellung des Sickerwasserganges mit und ohne Kontakt zwischen Fließgewässer und Grundwasser (Luchsee)

Die Abbildung 6-17 und Abbildung 6-18 zeigen für beide Untersuchungsgebiete stärkere Sickerwasserzehrungen im Sommerhalbjahr im Falle der Unterbindung des Kontaktes zwischen Fließgewässer und Grundwasser. Diese Zehrungen erreichen in manchen Sommerhalbjahren die Menge der Grundwasserneubildung des Winterhalbjahres, sodass die im Winter gebildete Grundwasserneubildungsmenge über das Sommerhalbjahr komplett aufgebraucht würde. Also ist in fließgewässergeprägten Tieflandgebieten die Modellierung des Kontaktes zwischen Oberflächenwasser und Grundwasser eine

wesentliche Komponente bei der Berechnung des Landschaftswasserhaushaltes. Dieser Austausch erfolgt über zwei Schnittstellen: Zum einen über die durch Leakagefaktoren gesteuerte Austauschmenge zwischen Fließgewässer und Grundwasser, zum anderen über die in jedem Zeitschritt dynamisch berechneten Wasserstandsdifferenzen zwischen Fließgewässerstand und Grundwasserstand. Der Anteil des Einflusses, den die dynamischen Fließgewässerwasserstände auf die Kopplung zwischen Grundwasser und Fließgewässer haben, wurde separat im folgenden Unterkapitel untersucht.

#### **6.4 Einfluss der Wasserstandsdynamik von Fließgewässern**

Die Interaktion zwischen Grundwasser und Fließgewässer über dynamisch veränderte Wasserstände wurde anhand eines Vergleichs zwischen dem Ausgangszustand (Vergleichs-Szenario) und einer Modellvariante mit statisch vorgegebenen mittleren Fließgewässerwasserständen untersucht. In der Modellvariante mit statischen Wasserständen berechnet das Grundwassermodell die Grundwasserstände dennoch weiterhin dynamisch, sodass es vor allem zu Zeiten sehr hoher oder sehr geringer Abflussbildung zu einer unrealistischen Darstellung kommt.

In Zeiten hoher Abflussbildung mit natürlicherweise sehr hohen Wasserständen und influenten Verhältnissen im Fließgewässer können in dem Szenario mit statischen Wasserständen fälschlicherweise effluente Verhältnisse auftreten, sofern die Grundwasserstände zu dieser Zeit höher sind als die mittleren Fließgewässerwasserstände. Dadurch wird vor allem im Frühjahr mehr Grundwasser an das Fließgewässer abgegeben, ohne dort den Wasserstand anzuheben. Als Folge ergeben sich niedrigere Grundwasserstände im Untersuchungs-Szenario als in der Vergleichsrechnung. Umgekehrt kommt es auch in Zeiten mit sehr geringer Abflussbildung zu einer Falschabbildung. Die geringen Abflüsse werden natürlicherweise durch das noch höhere Grundwasser gespeist (effluente Verhältnisse). Durch die Vorgabe der mittleren Fließgewässerwasserstände werden jedoch influente Verhältnisse abgebildet, solange noch Wasser im Fließgewässerabschnitt vorhanden ist. Im Gegensatz zum vorher beschriebenen Fall treten im Untersuchungs-Szenario höhere Grundwasserstände als im Vergleichs-Szenario auf. Das aus dem Fließgewässer an das Grundwasser abgegebene Wasservolumen steht auf grundwassernahen Flächen noch im selben Berechnungszeitschritt für eine mögliche Zehrung zur Verfügung. Eine Zehrung kann aber jeweils nur aus dem Bodenwasserhaushalt der Einzelflächen erfolgen, da diese nicht im nachbarschaftlichen Kontakt miteinander stehen. Im Grundwassermodell stehen die benachbarten Flächen untereinander im Kontakt (vergleiche Kapitel 2), sodass sich gegenläufige Reaktionen von benachbarten Einzelflächen erst über das Grundwassermodell wieder ausgleichen.

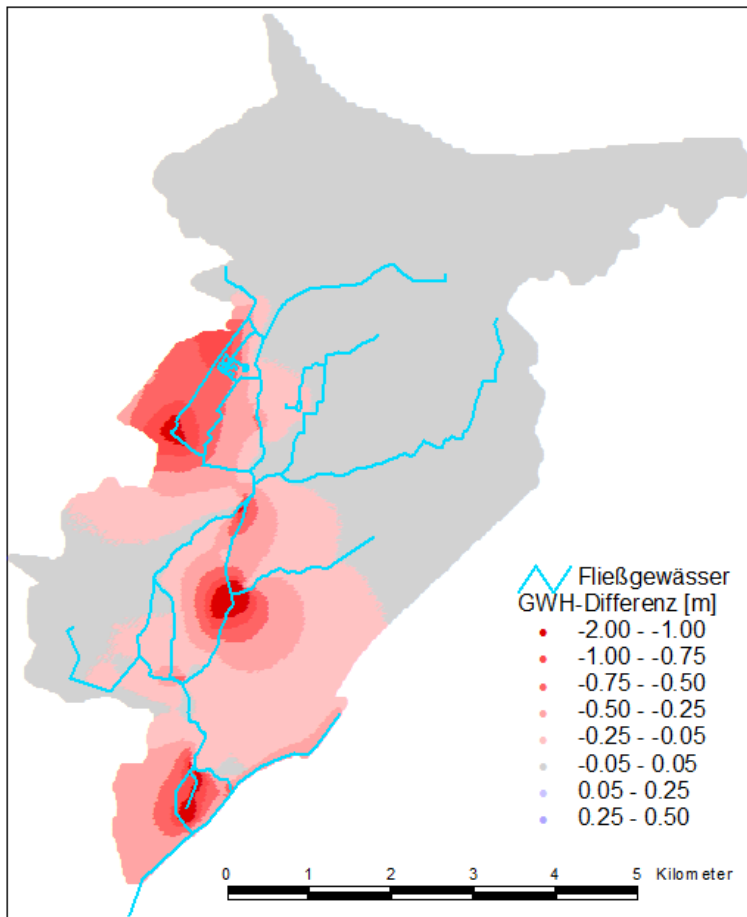


Abbildung 6-19: Änderung der Grundwasserhöhe infolge der Unterbindung der Fließgewässerdynamik (Lietzengraben)

Im Lietzengrabengebiet führt die Unterbindung der Fließgewässerdynamik zu verringerten Grundwasserständen (siehe Abbildung 6-19) und damit, durch die erhöhten Flurabstände, zu steigenden Grundwasserneubildungen (siehe Abbildung 6-20). Die Reduzierung der Grundwasserhöhen beträgt in den rückgestauten Feuchtgebieten bis zu 2 m. Dort ist auch der Grundwasserneubildungszuwachs mit über 100 mm/a sehr hoch. Durch die Vorgabe der statischen Wasserstände wird hier also die Rückstauwirkung in den Fließgewässern unterbunden.

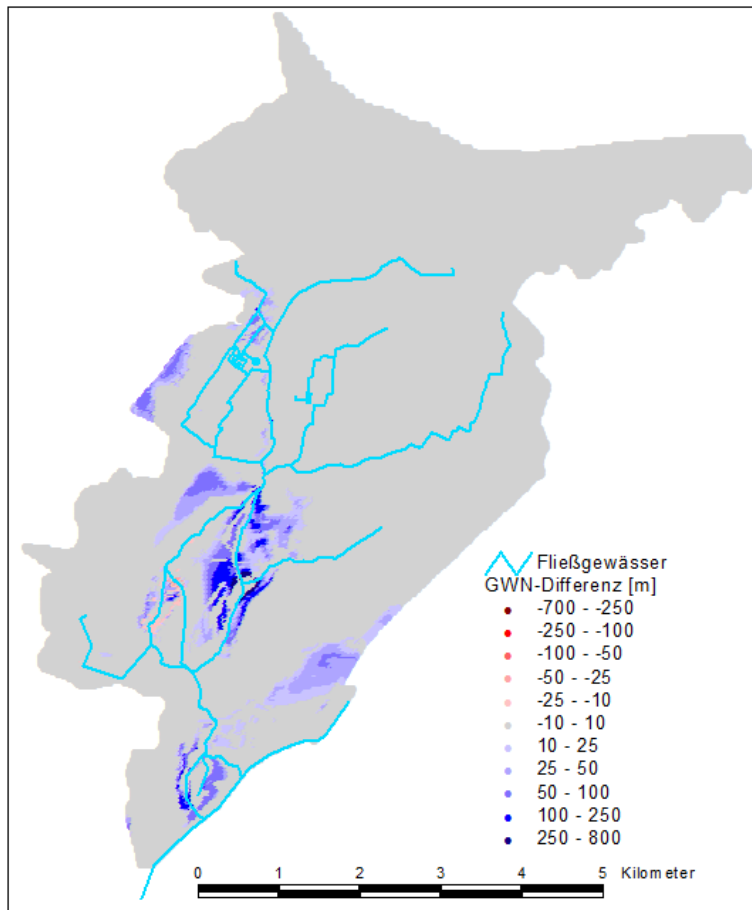


Abbildung 6-20: Änderung der Grundwasserneubildung infolge der Unterbindung der Fließgewässerdynamik (Lietzengraben)

In Abbildung 6-21 sind die Grundwasserganglinien der beiden Berechnungsvarianten mit dynamischen und statischen Fließgewässerwasserständen an einer ausgewählten Messstelle gegenübergestellt. Daraus lässt sich die veränderte Grundwasserstandsdynamik ablesen. Die Ganglinie der Vergleichsrechnung (dynamische Wasserstände) liegt nicht nur insgesamt höher als die des Untersuchungs-Szenarios, sie zeigt auch stärkere Schwankungen, was an den steileren Grundwasseranstiegs- und Grundwasserabsenkungsbereichen zu erkennen ist. Die geringeren Schwankungen im Untersuchungs-Szenario sind auf die ausgleichende Wirkung der Fließgewässer mit statischen Wasserständen zurückzuführen. Dagegen werden in der Realität die Grundwasserstände in feuchten Perioden durch die hohen Wasserstände im Fließgewässer zusätzlich erhöht und in trockenen Perioden parallel zu den geringeren Wasserständen im Fließgewässer reduziert. Diese Dynamik kann nur mit einem gekoppelten Modell unter Einbeziehung dynamischer Fließgewässerwasserstände abgebildet werden.



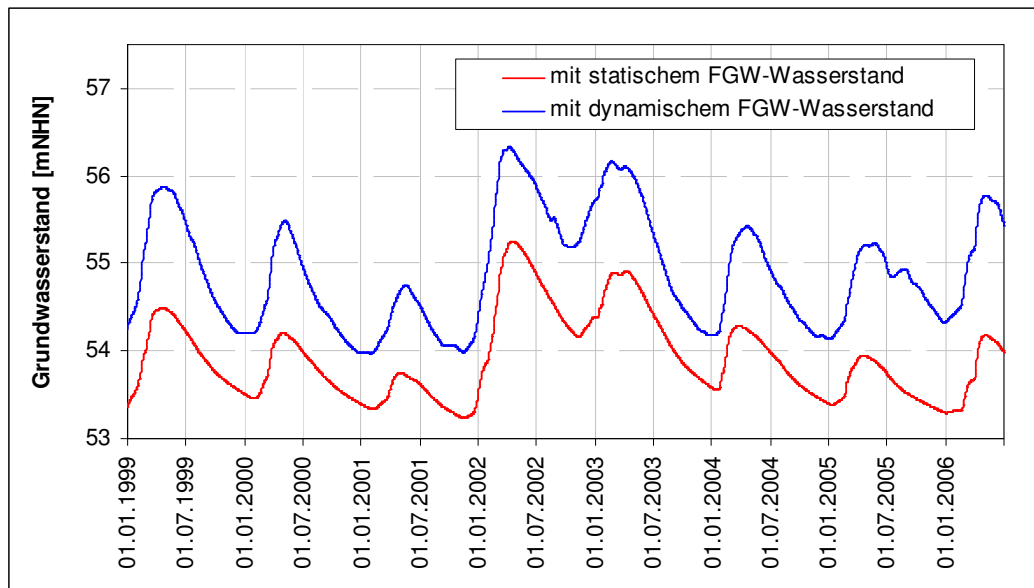


Abbildung 6-21: Gegenüberstellung der Grundwasserganglinien infolge statischer und dynamischer Fließgewässerwasserstände an einer ausgewählten Messstelle (Lietzengraben)

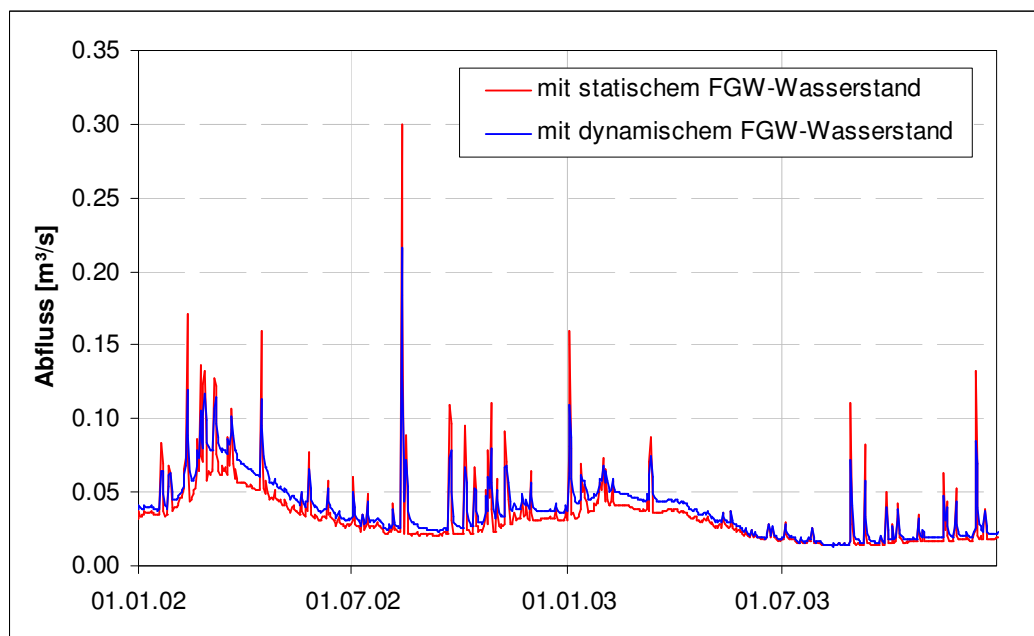


Abbildung 6-22: Gegenüberstellung der Abflussganglinien mit statischem und dynamischem Fließgewässerwasserstand an einem ausgewählten Pegel (Lietzengraben)

In Abbildung 6-22 ist die Abflussganglinie der beiden Berechnungen an einem ausgewählten Fließgewässerquerschnitt gegenübergestellt. Daran zeigt sich, dass der Wechsel zwischen In- und Exfiltration nicht nur saisonal auftritt. Jede Abflussspitze wird im Untersuchungs-Szenario überschätzt, da die Rückwirkung der hohen Wasserstände auf

das Grundwasser nicht berücksichtigt wird. Dagegen wird in den Zeiten, in denen der Basisabfluss dominiert, der Abfluss unterschätzt, da hier durch Vorgabe der mittleren Wasserstände weniger Grundwasser an das Fließgewässer abgegeben werden kann.

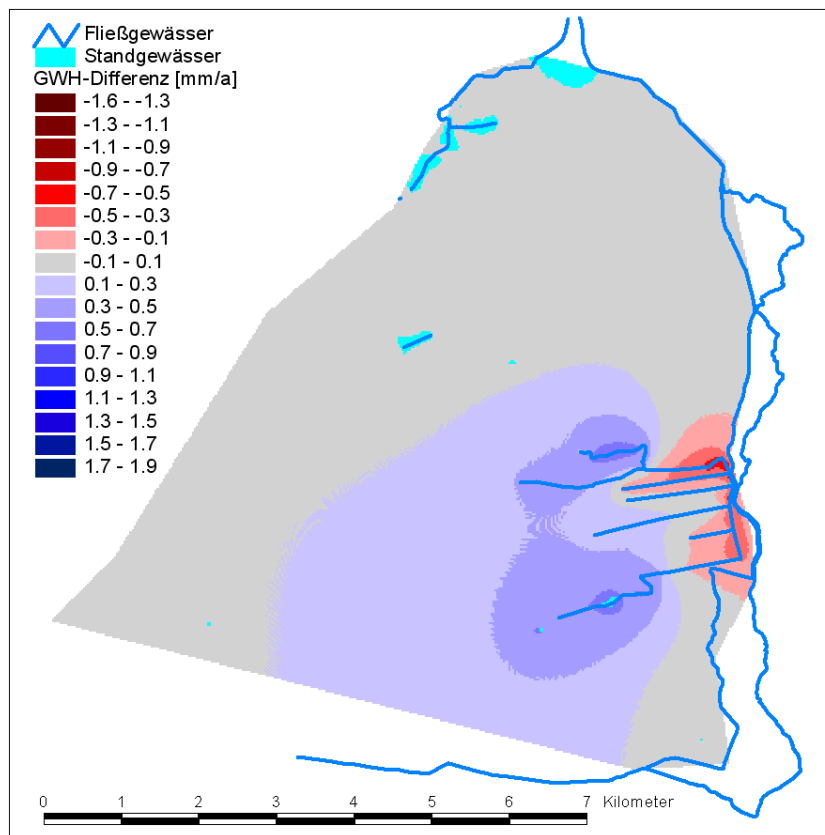


Abbildung 6-23: Änderung der Grundwasserhöhe infolge der Unterbindung der Fließgewässerdynamik (Luchsee)

Die Auswirkungen der dynamischen Fließgewässerwasserstände auf die Grundwasserstände und Grundwasserneubildungen sind im Luchseegebiet etwas geringer als im Lietzengrabengebiet. Das ist einerseits darauf zurückzuführen, dass die Randgräben im Vergleichs-Szenario ohnehin mit festen Wasserständen gerechnet werden, andererseits liegt es an der geringen Fließgewässerdichte im Gebiet selbst. Die Änderungen beschränken sich also auf den Einflussbereich der Meliorationsgräben und den Polderbereich. Die erhöhten Grundwasserstände im Bereich der Meliorationsgräben (siehe Abbildung 6-23) treten verstärkt im Sommerhalbjahr auf, wenn der Abfluss im Vergleichs-Szenario unter seinen Mittelwert sinkt und die Grundwasserstände ebenfalls gering sind. Im Untersuchungs-Szenario dagegen wird durch die Vorgabe der mittleren Fließgewässerwasserstände eine Infiltration aus den Gewässern in das Grundwasser ermöglicht, die zu dieser Zeit nicht realistisch ist. Die Grundwasserstände werden also entweder durch Infiltration aus dem Fließgewässer oder durch die höhere Anstrombasis (auf dem Niveau der mittleren Grabenwasserstände) erhöht. Gleichzeitig sinkt die Grundwasserneubildung aufgrund verringerter Flurabstände, die eine erhöhte Zehrung zulassen (siehe Abbildung 6-24). So kommt es bei diesem Untersuchungs-Szenario sogar zu größeren Bilanzfehlern,

da die Fließgewässer mit den festen Wasserständen hier als „Wasserquellen“ fungieren, die es in der Realität nicht gibt. Aufgrund der geringen Wasserstandsschwankungen im Luchsee, ergeben sich dort keine Abweichungen.

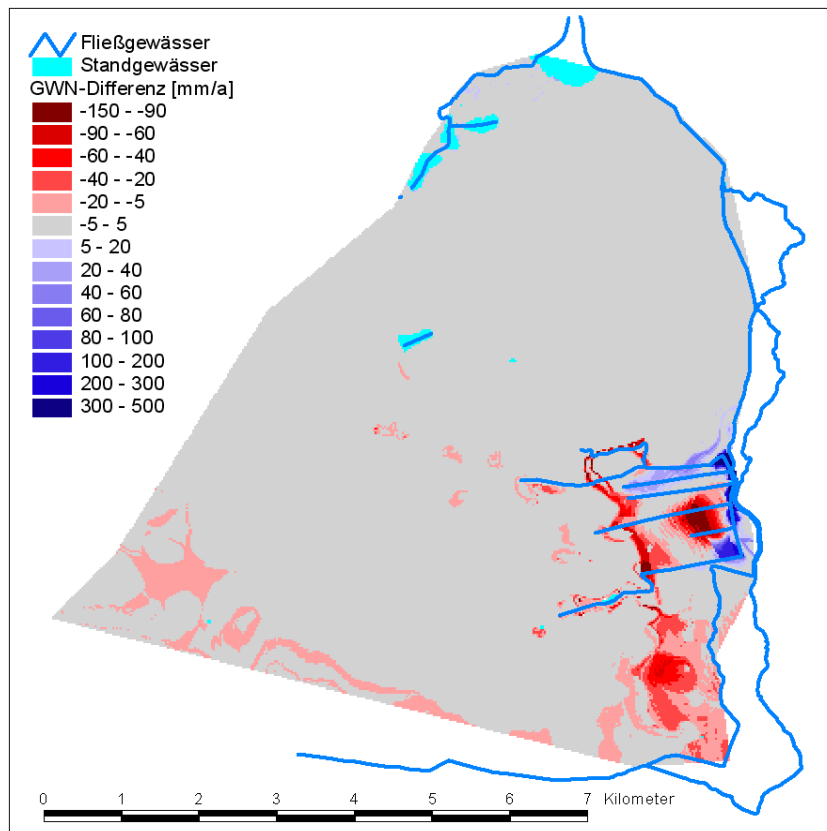


Abbildung 6-24: Änderung der Grundwasserneubildung infolge der Unterbindung der Fließgewässerdynamik (Luchsee)

Die Gegenüberstellung der Grundwasserganglinien beider Berechnungen für eine ausgewählte Messstelle im Luchseegebiet (siehe Abbildung 6-25) zeigt ebenfalls stärkere Schwankungen der mit dynamischen Wasserständen berechneten Grundwasserganglinie, auch wenn gegenüber dem Lietzengrabengebiet die Grundwasserganglinie der Berechnungsvariante mit statischen Fließgewässerwasserständen höher liegt. Die größten Abweichungen sind dabei in den Sommermonaten zu verzeichnen.

Abbildung 6-26 zeigt in der Gegenüberstellung einer Abflussganglinie aus beiden Berechnungen für das Luchseegebiet die gleiche Tendenz wie sie für den Lietzengraben beschrieben wurde. Ebenso werden hier die Abflussspitzen im Untersuchungs-Szenario überschätzt und die Basisabflüsse unterschätzt.

Der Einfluss der Kopplung zwischen Grundwasser und Oberflächenwasser ist also im Luchseegebiet, trotz seiner geringen Fließgewässerdichte und den ohnehin statischen Randgräben, noch deutlich erkennbar und sollte daher nicht vernachlässigt werden.

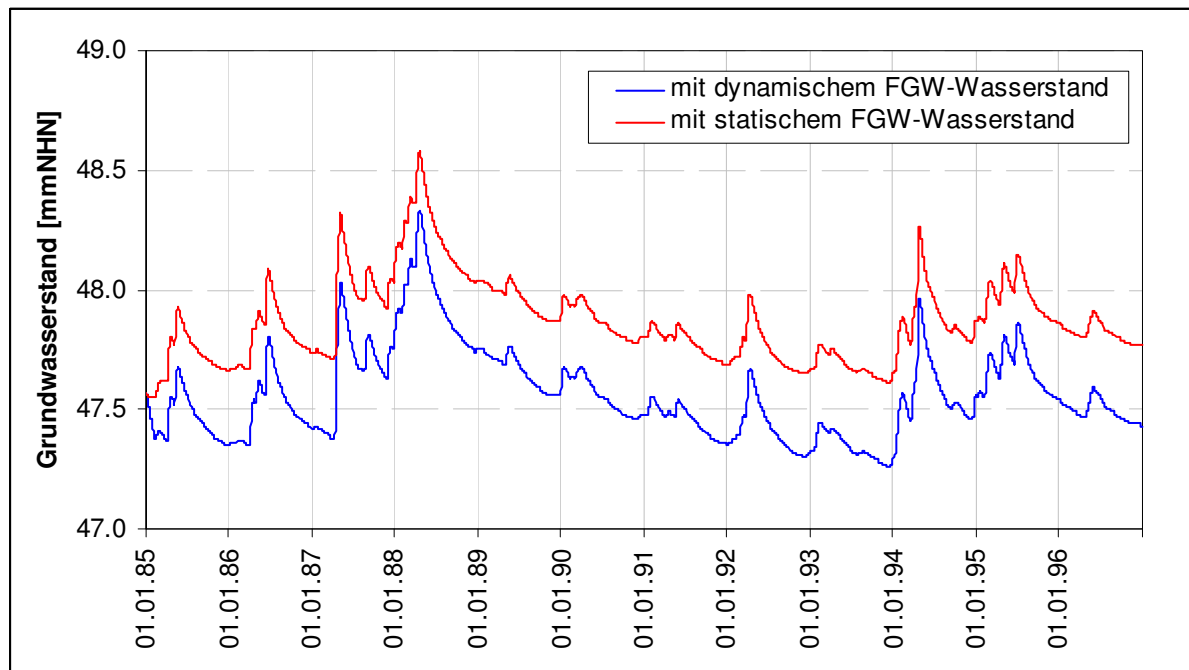


Abbildung 6-25: Gegenüberstellung der Grundwasserganglinien infolge statischer und dynamischer Fließgewässerwasserstände an einer ausgewählten Messstelle (Luchsee)

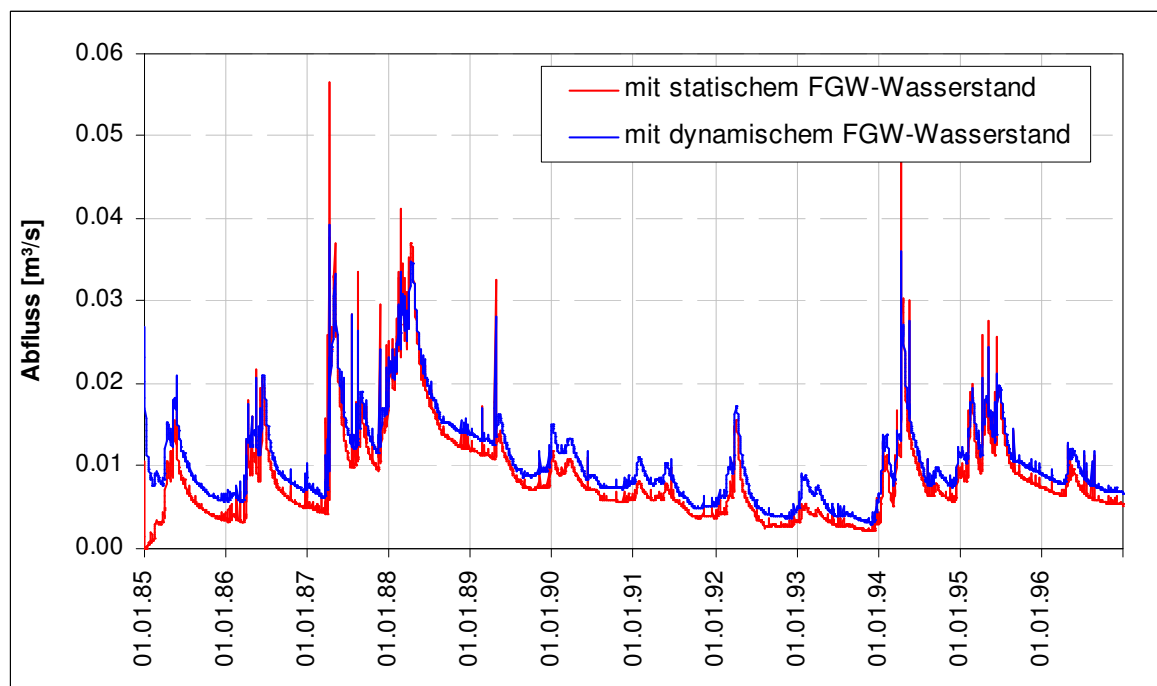


Abbildung 6-26: Gegenüberstellung der Abflussganglinien mit statischen und dynamischen Fließgewässerwasserstand an einem ausgewählten Pegel (Luchsee)

Wie sich der Einfluss der Modellkopplung über den Austauschpfad Boden – Grundwasser auf die Grundwasseroberfläche und Grundwasserneubildung auswirkt, wird in den folgenden Unterkapiteln untersucht.

## 6.5 Einfluss des kapillaren Aufstiegs auf den Wasserhaushalt

Der Einfluss der detaillierten Abbildung des Bodenwasserhaushalts auf die Grundwasseroberfläche und auf die Grundwasserneubildung soll hier am Beispiel des kapillaren Aufstiegs dargestellt werden. Dafür wurde ein Szenario ohne Kapillaraufstieg modelliert und dem Vergleichs-Szenario gegenübergestellt. Die Grundwasserneubildungs-differenzen und Grundwasserstandsdifferenzen aus beiden Berechnungsvarianten sind in der Abbildung 6-27, Abbildung 6-30, Abbildung 6-28 und Abbildung 6-31 für die Untersuchungsgebiete dargestellt.

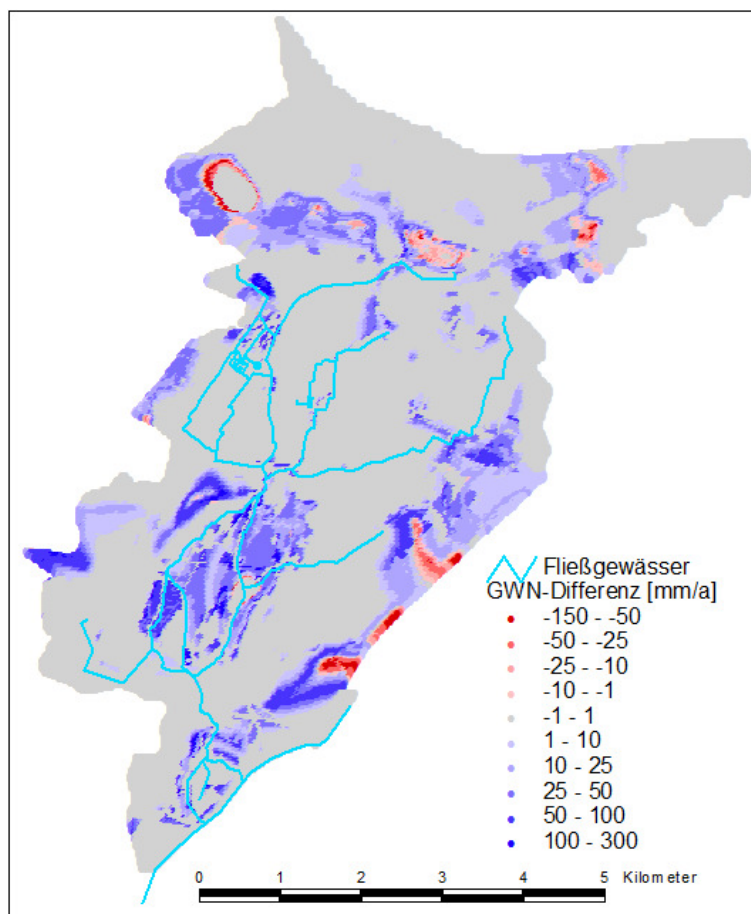


Abbildung 6-27: Änderung der Grundwasserneubildung ohne Berücksichtigung des Kapillaraufstiegs (Lietzengraben)

Die Änderungen der Grundwasserneubildung, die sich ohne Berücksichtigung des Kapillaraufstiegs gegenüber der Ausgangsvariante ergeben, sind größtenteils positiv, da in der Ausgangsvariante über den Kapillaraufstieg höhere Zehrungen möglich sind. Dies ist aber nur auf den Flächen der Fall, wo ohne Kapillaraufstieg durch das Abreißen des

Kontaktes zum Grundwasser die Verdunstungsmengen begrenzt sind. Auf Flächen, auf denen das ganze Jahr über grundwassernahe Verhältnisse herrschen, treten keine erhöhten Zehrungen auf, hier ist ohne Berücksichtigung der Kapillarkräfte sogar eine Verringerung der Grundwasserneubildung möglich. Die Grundwasserneubildungsreduzierung wird durch gestiegene Grundwasserstände verursacht, die aus erhöhten Grundwasserneubildungen benachbarter Flächen resultieren. Im Lietzengrabengebiet sind davon Feuchtfächen – wie das Quellgebiet des Lietzengrabens, die Gorinseeumgebung und die Moorlinse am Westrand des Modellgebietes - betroffen, auf denen große Zehrungsmengen möglich sind.

Die Änderungen der Grundwasserneubildung wirken sich durch die ausgleichende Wirkung der Fließgewässer – wie schon in den vorhergehenden Untersuchungen festgestellt – hauptsächlich fließgewässerfern aus (siehe Abbildung 6-28).

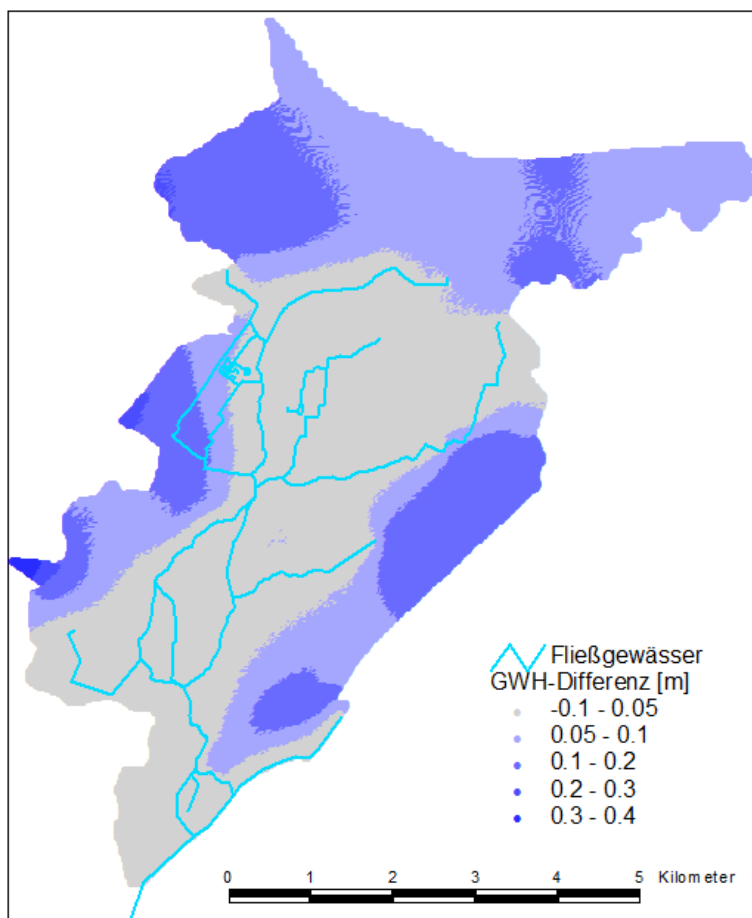


Abbildung 6-28: Änderungen der Grundwasserstände ohne Berücksichtigung des Kapillaraufstiegs (Lietzengraben)

Die Gegenüberstellung der Grundwasserneubildungen der beiden Berechnungsvarianten in Abbildung 6-30 zeigt, dass die Abweichungen hauptsächlich auf die Sommermonate beschränkt sind. Die zusätzlichen Zehrungen über die kapillaren Aufstiegskräfte wirken sich demnach in den Monaten aus, in denen ohnehin schon hohe Verdunstungen auftreten. In feuchten Spätsommer- und Herbstmonaten kann es unter Berücksichtigung

des Kapillaraufstiegs eher zu einer geringfügigen Erhöhung der Grundwasserneubildung kommen, wenn die Bodenspeicherkapazität durch die zuvor höheren sommerlichen Zehrungen erhöht ist und ein größerer Anteil des Niederschlags infiltrieren und schließlich zum Grundwasser perkolieren kann, als im Untersuchungs-Szenario ohne Berücksichtigung des Kapillaraufstiegs.

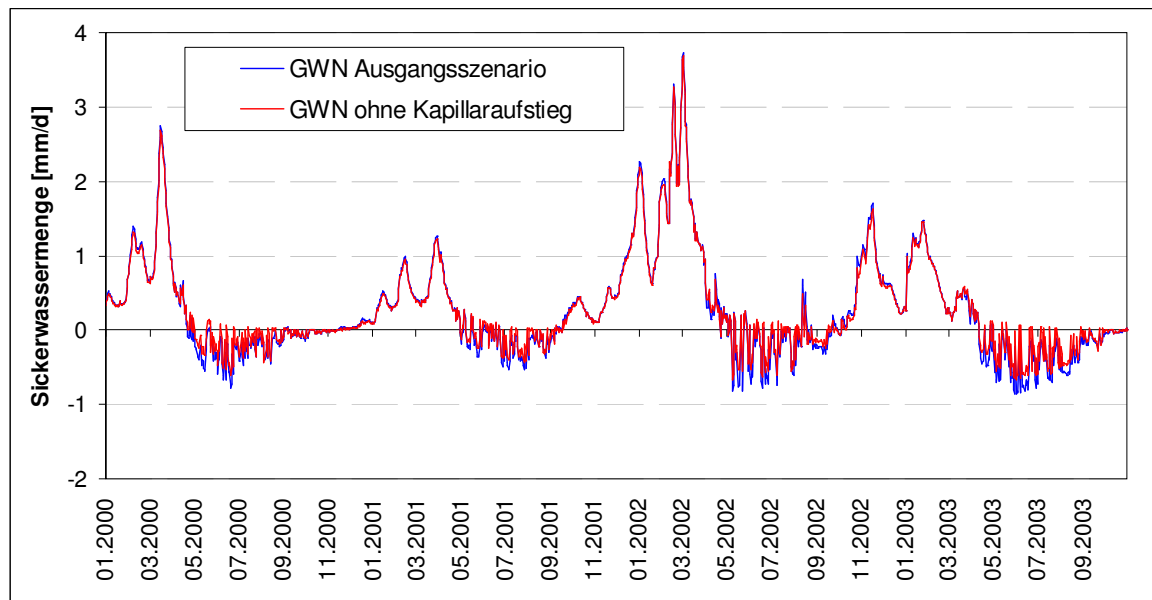


Abbildung 6-29: Gegenüberstellung der Grundwasserneubildungsganglinie mit und ohne Kapillaraufstieg (Lietzengraben)

Im Luchseegebiet sind die mittleren Abweichungen der Grundwasserneubildung nur im Polderbereich und in den Niederungsgebieten auszumachen (siehe Abbildung 6-30). Die Kapillarkräfte können nur Einfluss auf den Wasserhaushalt nehmen, wenn sie die Grundwasseroberfläche erreichen, was nur auf grundwassernahen Standorten möglich ist.

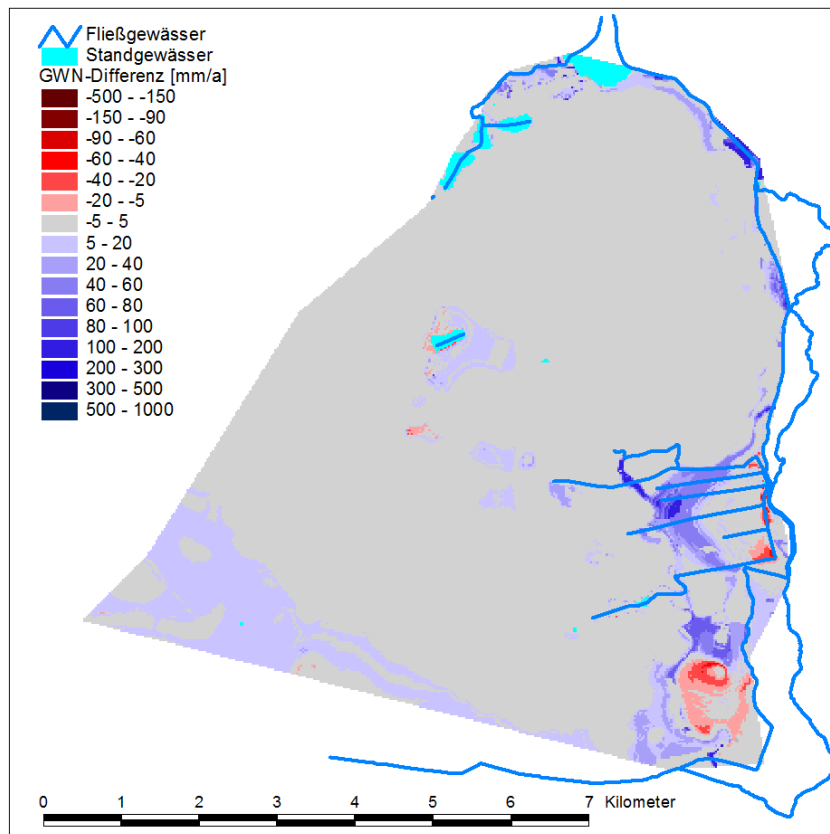


Abbildung 6-30: Änderung der Grundwasserneubildung ohne Berücksichtigung des Kapillaraufstiegs (Luchsee)

Die positiven Abweichungen bei Unterbindung der Kapillarkräfte sind auf die geringeren Zehrungen zurückzuführen. Die negativen Abweichungen betreffen wieder Flächen, die ganzjährig an das Grundwasser angebunden sind, auf denen aber durch die erhöhte Grundwasserneubildung benachbarter Flächen die Grundwasserstände gestiegen sind. Die Zunahme der Zehrungsmengen infolge der erhöhten Grundwasserstände ist also höher als die Reduzierung der Zehrung durch die Unterbindung der Kapillarkräfte.

Ein Einfluss auf die Grundwasserstände ist kaum mehr darstellbar (Abbildung 6-31), da die Grundwasserneubildungsdifferenzen in Fließgewässernähe durch die entlastende Wirkung der Gräben wieder ausgeglichen werden.



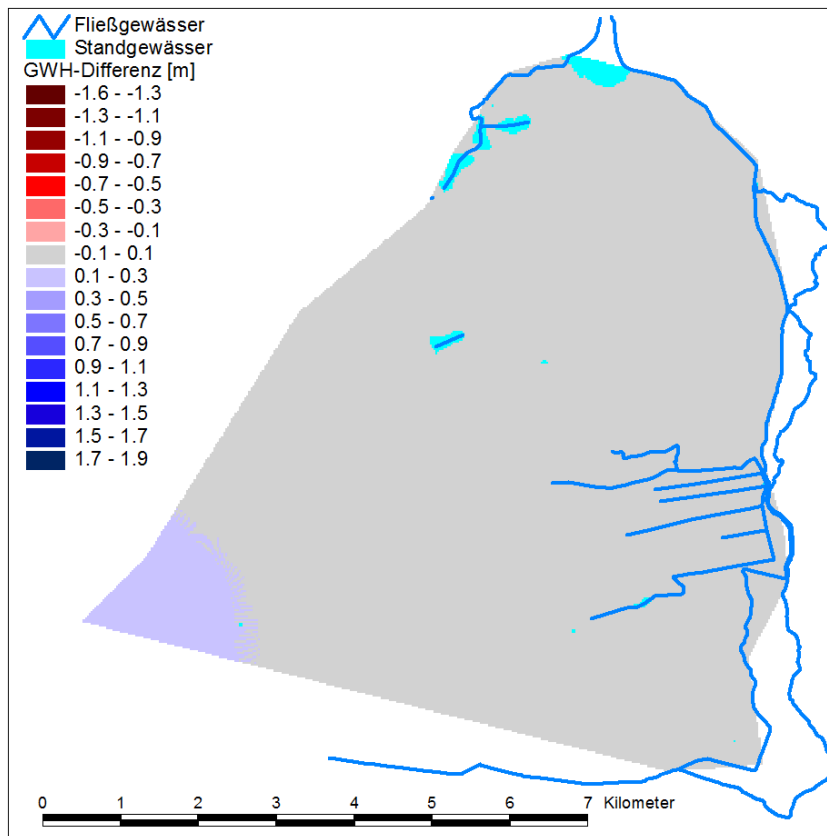
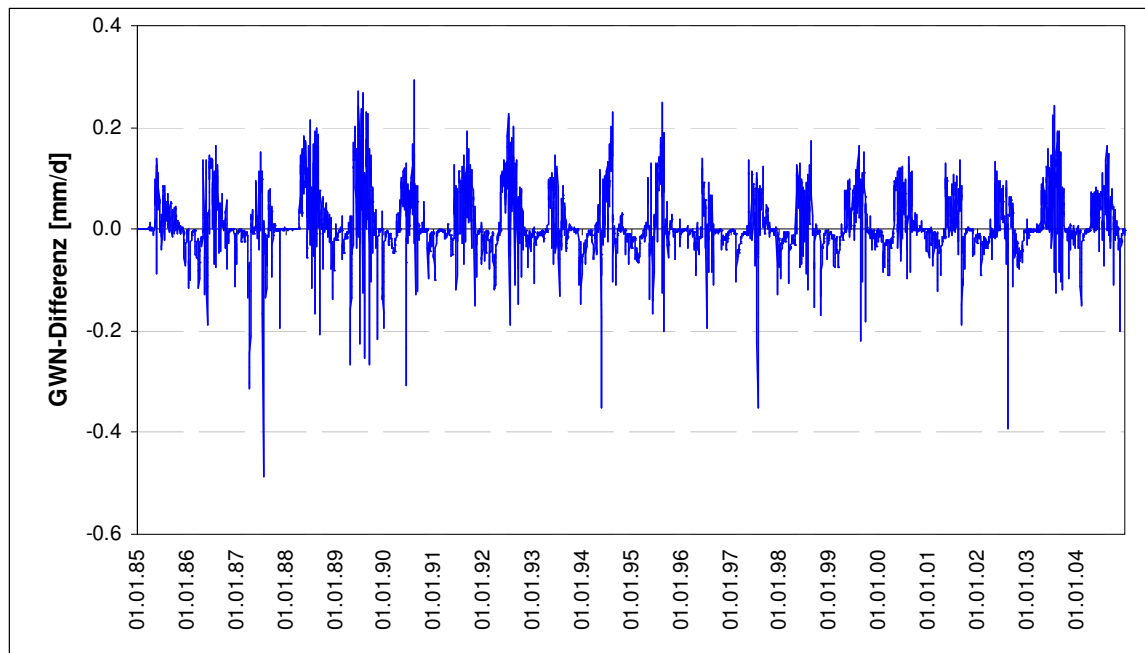


Abbildung 6-31: Änderung der Grundwasserhöhe ohne Berücksichtigung des Kapillaraufstiegs (Luchsee)

Auf eine Gegenüberstellung der Grundwasserneubildungsganglinien der beiden Berechnungen wird aufgrund der kaum darstellbaren Differenzen verzichtet; stattdessen werden die Grundwasserneubildungsdifferenzen, die sich durch die Unterbindung der Kapillarkräfte gegenüber dem Ausgangs-Szenario ergeben, dargestellt (siehe Abbildung 6-32). Hier wird deutlich, dass geringe Änderungen in beinahe jedem Zeitschritt auftreten und sich positive und negative Abweichungen kontinuierlich abwechseln, wobei die positiven Abweichungen überwiegen: In den zehrungsrelevanten Sommerhalbjahren wirkt sich die Unterbindung des Kapillaraufstiegs stärker aus, was zu den höheren positiven Abweichungen führt. Die negativen Abweichungen treten dagegen in Zeiten mit hoher Grundwasserneubildung auf, wenn der Bodenspeicher gefüllt anstatt geleert wird. Dieser Effekt ist jedoch so gering, dass er sich über den Betrachtungszeitraum vollständig ausmittelt.



*Abbildung 6-32: Zeitliche Abweichung der Grundwasserneubildung ohne Kapillaraufstieg gegenüber dem Ausgangs-Szenario (Luchsee)*

Die Kapillarkräfte spielen also vor allem in grundwassernahen Gebieten eine wesentliche Rolle. Im Falle des Luchseegebietes sind die möglichen Fehler – die durch die Unterbindung der Kapillarkräfte auftreten können – geringer als im Lietzengrabengebiet und zudem räumlich stark begrenzt.

Größere Auswirkungen sind dagegen auch im Luchseegebiet durch den Einfluss der Vegetationsdynamik zu erwarten, welche im folgenden Unterkapitel analysiert werden.

## 6.6 Einfluss der Vegetationsdynamik auf den Wasserhaushalt

Der Einfluss, den die Wechselwirkungen zwischen den dynamischen Grundwasserständen und der saisonal unterschiedlichen Vegetationswirkung auf die Grundwasseroberfläche und die Grundwasserneubildung hat, wurde durch einen Vergleich der Ausgangsrechnung mit einem Szenario ohne Vegetationsdynamik (d.h. keine Verwendung von phänologischen Parametern) untersucht. Die räumlichen Veränderungen der Grundwasserstände, die sich ohne die Vegetationsdynamik gegenüber der Vergleichsrechnung ergeben, sind in Abbildung 6-33 und Abbildung 6-36 dargestellt.

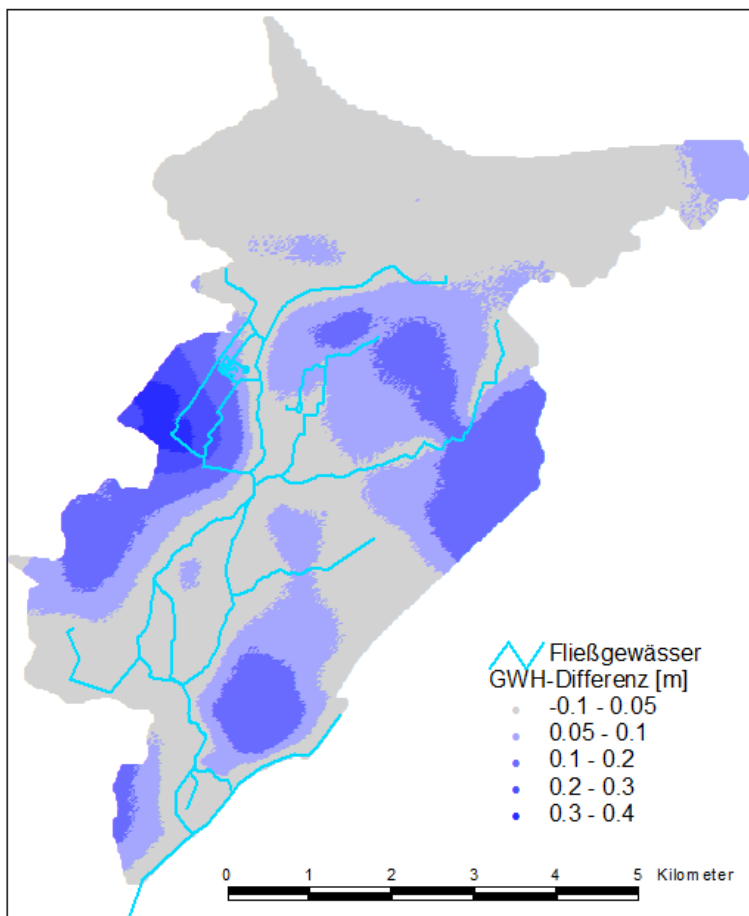


Abbildung 6-33: Veränderung der Grundwasserhöhe unter Verwendung statischer Vegetationsparameter (Lietzengraben)

Ohne Berücksichtigung der Vegetationsdynamik werden im Lietzengrabengebiet höhere Grundwasserstände berechnet. Die größten Abweichungen ergeben sich in fließgewässerfernen Gebieten, da die Fließgewässer auch hier wieder ausgleichend auf die Grundwasserstände wirken. Die höheren Grundwasserstände resultieren aus den überwiegend positiven Grundwasserneubildungsdifferenzen, die in ihrer räumlichen Verteilung in Abbildung 6-34 dargestellt sind: Hier wird deutlich, dass zwar sowohl positive als auch negative Abweichungen der Grundwasserneubildung vorkommen, die positiven jedoch überwiegen.

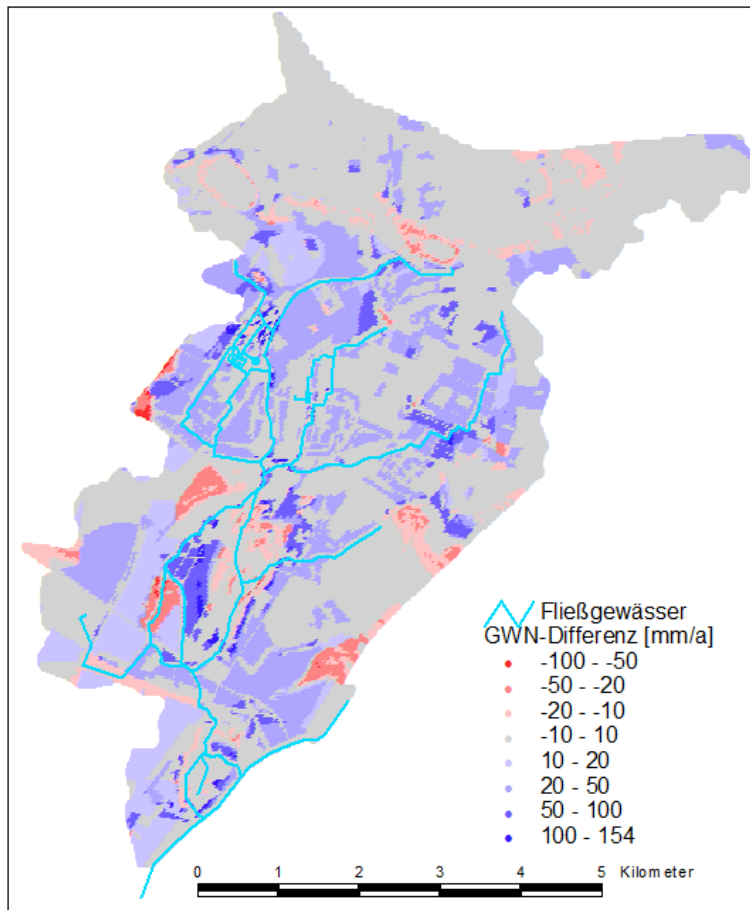


Abbildung 6-34: Veränderung der Grundwasserneubildung unter Verwendung statischer Vegetationsparameter (Lietzengraben)

Die größten positiven Abweichungen treten auf landwirtschaftlich genutzten Flächen auf, da dort infolge der statischen Vegetation, im Mittel ein geringerer Entzug über die Wurzeln stattfindet. Bei Verwendung der phänologischen Zeitfunktionen im Vergleichs-Szenario erhöhen sich die Wurzeltiefen in der Hauptvegetationszeit und verkürzen sich im Herbst. So treten im Sommer stärkere, im Winter dagegen geringere Zehrungen auf (siehe Abbildung 6-35). Da im Sommer die Grundwasserneubildungen aber ohnehin gering sind und die Zeiten mit erhöhten Zehrungen überwiegen, sind die mittleren Grundwasserneubildungen im Untersuchungs-Szenario entsprechend höher. Die Erhöhung der Grundwasserstände durch die Grundwasserneubildungszunahme erstreckt sich infolge der Grundwasserbewegung auch auf Flächen solcher Landnutzungen, deren Parameter auch im Vergleichs-Szenario statisch vorgegeben werden. Auf diesen Flächen kommt es im grundwassernahen Fall durch die gestiegenen Grundwasserstände zu höheren Zehrungen und damit zu einer negativen Abweichung der Grundwasserneubildung gegenüber der Vergleichsrechnung.

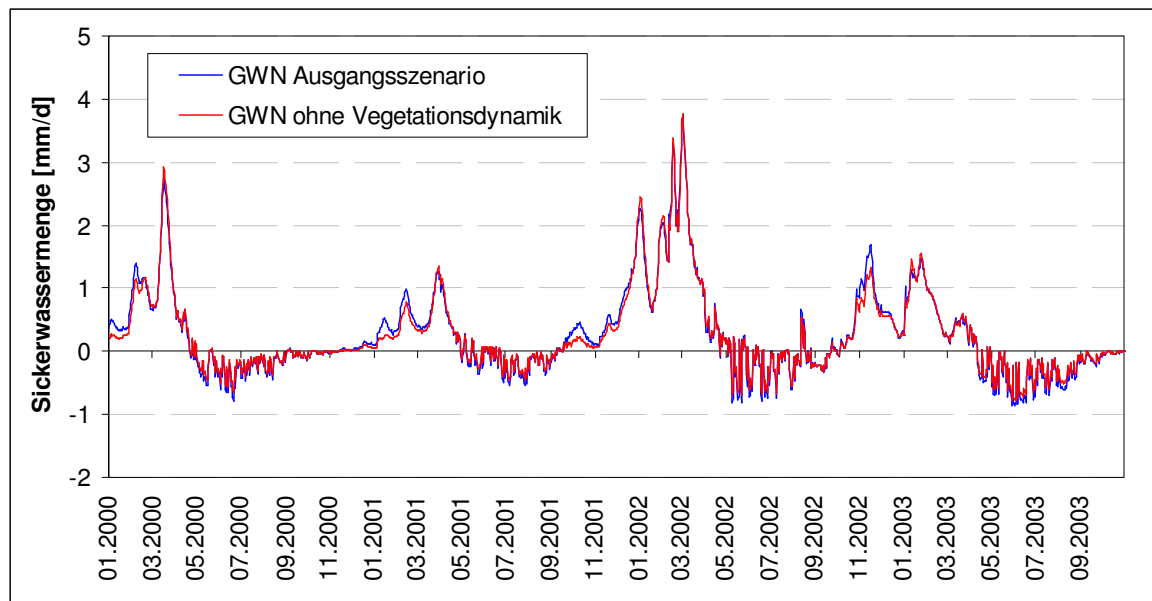


Abbildung 6-35: Vergleich der Grundwasserneubildungsganglinie mit und ohne Berücksichtigung der Vegetationsdynamik (Lietzengraben)

Im Luchseegebiet führt die Verwendung statischer Vegetationsparameter dagegen zu geringeren Grundwasserständen: So zeigt Abbildung 6-37 überwiegend negative Grundwasserneubildungsänderungen. Die Fließgewässer wirken auch hier wieder ausgleichend auf die Grundwasserstände. Die Hauptlandnutzung im Luchseegebiet sind Misch- und Nadelwälder, deren saisonale Unterschiede über die Blattflächenindizes beschrieben werden. Der Blattflächenindex – und damit auch der Wasserverbrauch – ist im Winterhalbjahr niedriger als im Sommerhalbjahr. In dem Untersuchungs-Szenario mit statischer Vegetation wird ein mittlerer Blattflächenindex über das ganze Jahr verwendet, der somit im Winterhalbjahr vergleichsweise hoch ist und den Vegetationsentzug im Winterhalbjahr überschätzt, sobald die Temperaturen etwas gestiegen sind. Die Reduktion der Sickerwassermenge im Frühjahr (März und April) und im November ist in Abbildung 6-38 deutlich erkennbar.

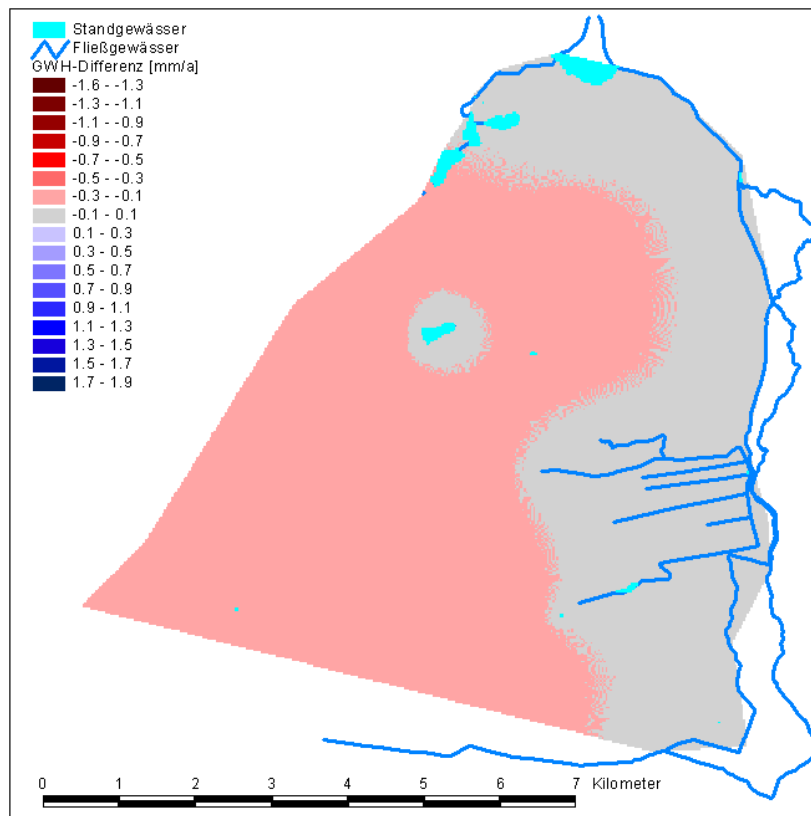


Abbildung 6-36: Differenz der Grundwasserhöhe ohne Berücksichtigung der Vegetationsdynamik (Luchsee)

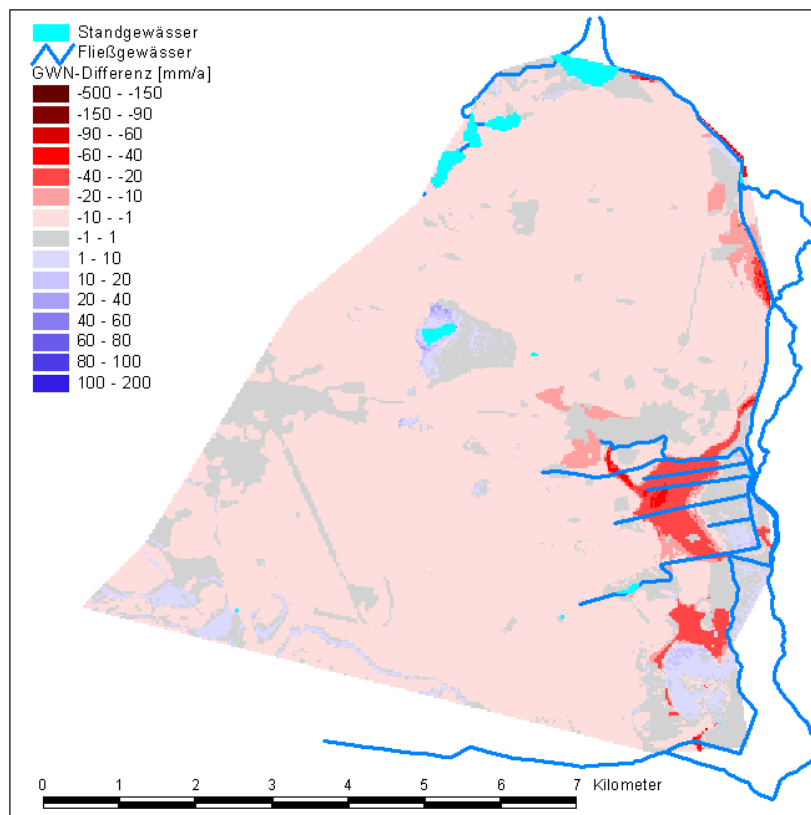


Abbildung 6-37: Differenz der Grundwasserneubildung ohne Berücksichtigung der Vegetationsdynamik (Luchsee)

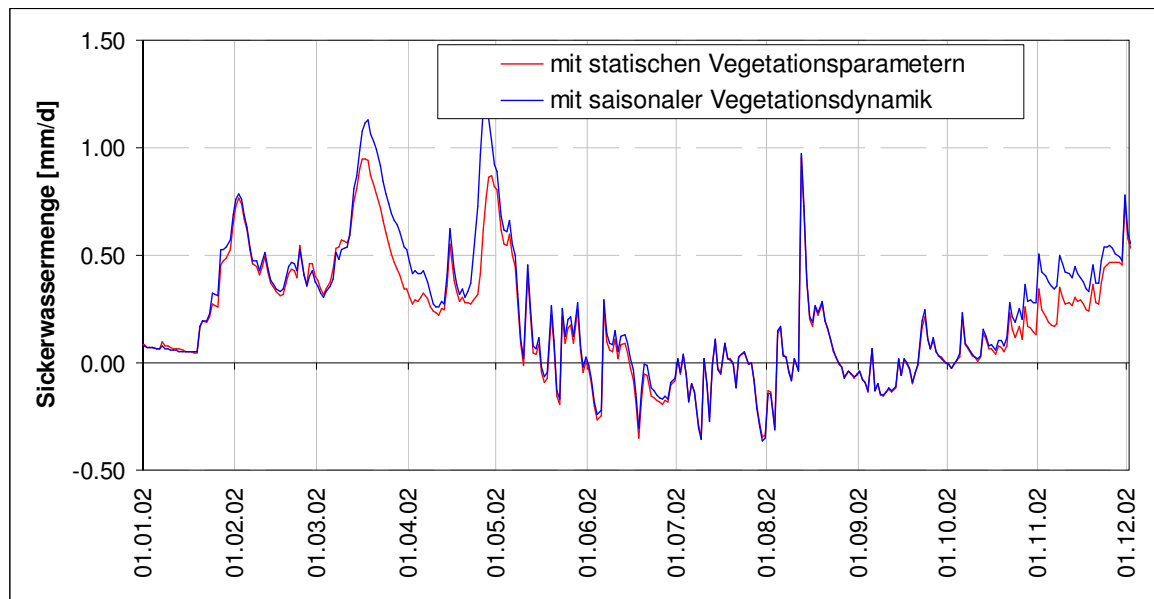


Abbildung 6-38: Vergleich der Grundwasserneubildungsganglinie mit und ohne Berücksichtigung der Vegetationsdynamik (Luchsee)

Noch höhere Grundwasserneubildungsdifferenzen als auf den bewaldeten Flächen sind auf den landwirtschaftlich genutzten Flächen des Poldergebietes zu erkennen. Diese Flächen sind ohnehin grundwassernah, sodass durch eine zunehmende Durchwurzelungstiefe in der Wachstumsphase der Vegetation keine zusätzliche Zehrung im Vergleichs-Szenario berechnet wird. Nach der Erntezeit werden die Wurzeltiefen wieder reduziert, sodass sie das Grundwasser nicht mehr erreichen. Im Untersuchungs-Szenario treten dagegen durch die Verwendung von mittleren Wurzeltiefen auch im Spätsommer noch hohe Zehrungen auf.

Die Abbildung der Vegetationsdynamik ist vor allem im Zusammenspiel mit den dynamischen Grundwasserständen sinnvoll. Wegen der flächenhaften Wirkung der Vegetation kann ihr Einfluss gegenüber den lokal begrenzten Kapillarkräften auf Einzugsgebietsebene hoch sein, sofern hier eine zeitlich variable Landnutzung vorherrscht. Eine angebotsgesteuerte Vegetationsmodellierung unter Verwendung eines generischen Vegetationsmodells (z. B. VEGEN im PSCN-Modell) hätte hier sicherlich noch präzisere Ergebnisse geliefert. Die dafür benötigten Eingangsdaten waren jedoch für die untersuchten Gebiete nicht verfügbar.

## 6.7 Zusammenfassung der Untersuchung

Anhand der sechs untersuchten Prozesse ist deutlich geworden, welche Fehlermöglichkeiten bei der Simulation der Grundwasseroberfläche und des Wasserhaushalts (speziell der Grundwasserneubildung) durch eine ungekoppelte Modellierung auftreten können. Zur besseren Gegenüberstellung der untersuchten Einflüsse der im Tiefland abzubildenden Effekte sind in Abbildung 6-39 die in den beiden Gebieten auftretenden Abweichungen bei der Grundwasserneubildung und den Grundwasserständen in Form von Boxplots dargestellt. Sie stellen die Spannbreite der Fehlermöglichkeiten über die Verteilung der mittleren Abweichungen auf den einzelnen Modellzellen dar, die sich durch eine Unterbindung der Rückkopplung zwischen den Modellteilen ergeben können. Der Median dieser Abweichungen wird durch den mittleren schwarzen Balken in den roten Boxen gekennzeichnet. Die sich darum bildende rote Box stellt die 90% der Abweichungen dar, die dem Median am ähnlichsten sind. Die Whisker bildet die oberen und unteren 5%-Abweichungen (also 5%- und 95%-Quantil) ab. Die Darstellung von Abweichungen in Boxplots ist – wie in Kapitel 5 bereits festgestellt – eher unüblich, soll hier aber zur übersichtlichen Gegenüberstellung der Abweichungen dienen.

Die Verteilung der Grundwasserneubildungsdifferenzen zeigen Abbildung 6-39 und Abbildung 6-41, die der Grundwasserhöhendifferenzen Abbildung 6-40 und Abbildung 6-42. Insgesamt wird deutlich, dass die extremen Abweichungen nur auf einem sehr geringen Anteil der Flächen auftreten (wie über die Whisker dargestellt ist). Für das Lietzengrabengebiet liegen die Grundwasserneubildungsabweichungen größtenteils (90% der Werte) unter 100 mm/a. Lediglich die Unterbindung des Kontaktes zwischen Fließgewässer und Grundwasser erzeugt auf etlichen Flächen Abweichungen von mehr als 200 mm/a, der Einfluss der dynamischen Fließgewässerwasserstände ist dagegen, abgesehen von 5% der Fläche, mit Abweichungen bis 20 mm/a sehr gering.

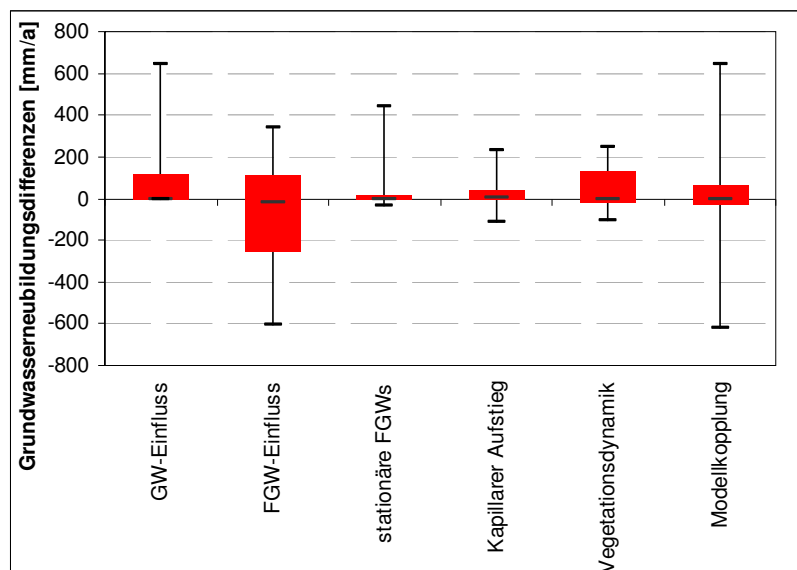


Abbildung 6-39: Gegenüberstellung der untersuchten Einflüsse auf die Grundwasserneubildung (Lietzengraben)



Ähnlich gering sind die Abweichungen durch die Unterbindung des Kapillaraufstiegs. Die durch das ungekoppelte Modell erzeugten Grundwasserneubildungsänderungen liegen zwar größtenteils (90% der Flächen) zwischen -30 mm/a und 70 mm/a, allerdings wurden auf den restlichen 10% der Flächen sehr große Abweichungen von bis zu  $\pm 600$  mm/a modelliert, sodass die Unterbindung der Modellkopplung die größte Fehlerspannweite hinsichtlich der Grundwasserneubildung aufweist. Ähnlich große Änderungen sind dem Einfluss des Grundwassers auf den Wasserhaushalt zuzuschreiben, sie sind allerdings auf die positiven Abweichungen begrenzt.

Die Auswertung der Grundwasserstandsdifferenzen durch die einzelnen Prozesse zeigt ähnliche Ergebnisse: Die Kopplung zwischen Fließgewässer und Grundwasser hat den größten Einfluss auf die Grundwasserstände. Allein der Median zeigt eine Abweichung von 70 cm. 90% der Flächen weichen bis zu 1,8 m ab, auf Einzelflächen sind sogar Abweichungen von bis zu knapp 3 m möglich. Der Einfluss der Wasserstandsdynamik der Fließgewässer ist im Verhältnis zu den anderen Prozessen jedoch deutlich höher: Dies gilt auch hinsichtlich des Einflusses auf die Grundwasserstände im Vergleich zu dem auf die Grundwasserneubildungen. Abweichungen bis zu 50 cm sind häufig und extreme Abweichungen können sogar bis zu 2 m betragen. Damit liegen die möglichen Abweichungen sogar etwas höher als die unter grundwasserfernen Verhältnissen berechneten Grundwasserstandsdifferenzen. Die Grundwasserstandsänderungen infolge der Unterbindung der Vegetationsdynamik und des kapillaren Aufstiegs liegen maximal im Zentimeterbereich und sind damit am geringsten.

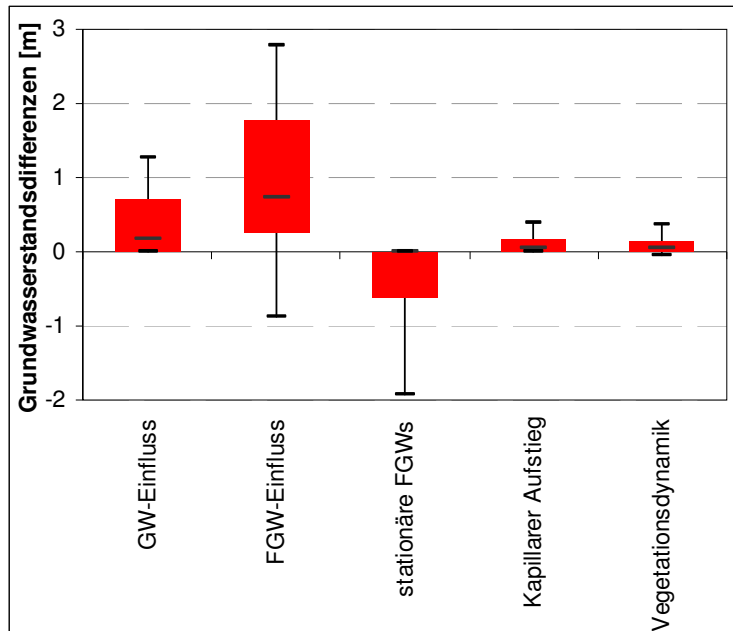


Abbildung 6-40: Gegenüberstellung der untersuchten Einflüsse auf die Grundwasserhöhen (Lietzengraben)

Auch im Luchseegebiet sind die Auswirkungen der Fließgewässer-Grundwasser-Kopplung sowohl auf die Grundwasserneubildung als auch auf die Grundwasser-

oberfläche am größten. Die möglichen Grundwasserneubildungsabweichungen können bis zu 600 mm/a betragen, die Grundwasserstandsänderungen bis zu 3 m. Der Einfluss des Grundwassers auf die Grundwasserneubildung ist auf 90% der Flächen geringer als 65 mm/a und die Modellkopplung wirkt sich auf einem Großteil der Flächen nur mit 25 mm/a aus. Auf Einzelflächen können sich jedoch durch beide Abweichungen insgesamt bis zu 600 mm/a ergeben. Die anderen Prozesse sind hinsichtlich der Grundwasserneubildungsänderungen nur auf maximal 10% der Flächen relevant.

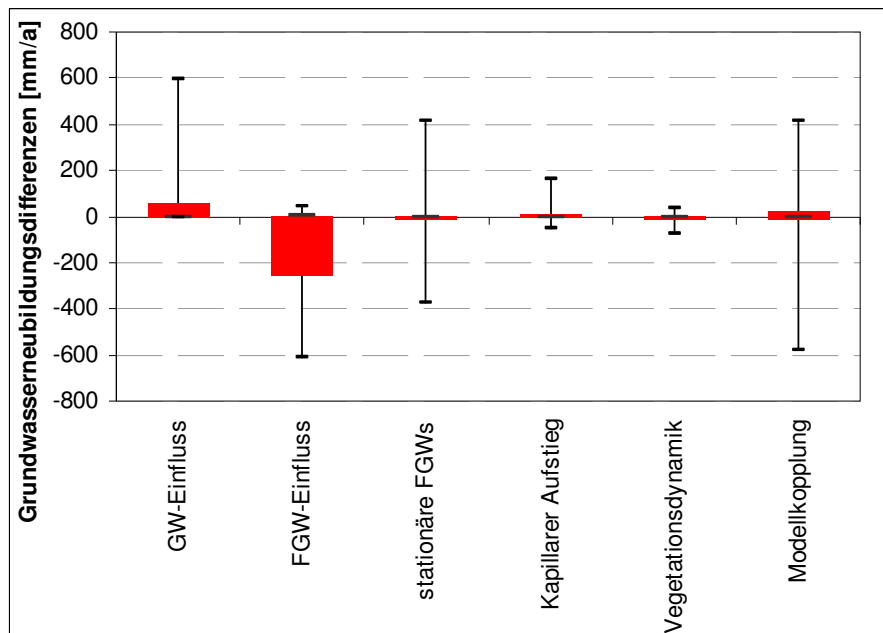


Abbildung 6-41: Gegenüberstellung der untersuchten Einflüsse auf die Grundwasserhöhen (Luchsee)

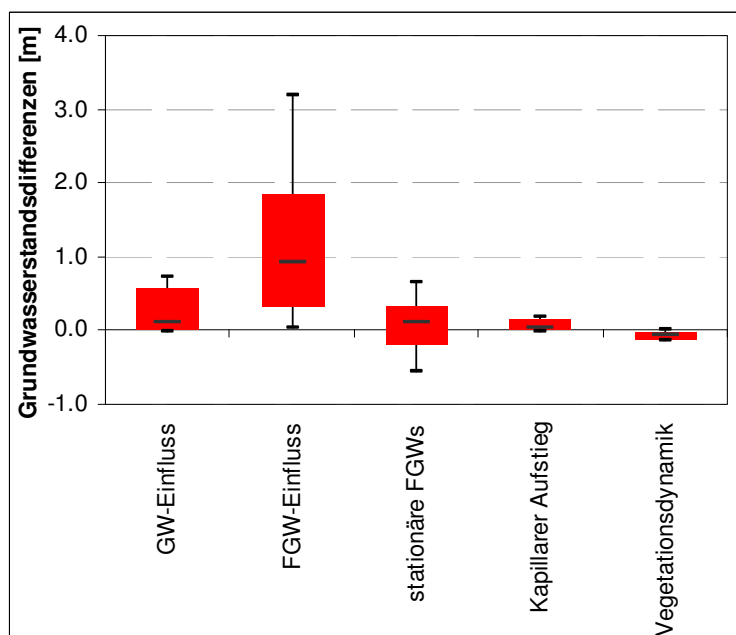


Abbildung 6-42: Gegenüberstellung der untersuchten Einflüsse auf die Grundwasserneubildung (Luchsee)

Im Luchseegebiet ist der Einfluss der untersuchten Prozessabbildungen auf die Grundwasserstände größer als auf die Grundwasserneubildung. Das ist darauf zurückzuführen, dass weite Teile des Gebietes grundwasserfern sind und somit dort eine Rückwirkung der Grundwasserstände auf die Grundwasserneubildung nicht möglich ist. Hinsichtlich der Grundwasseroberfläche liegen die Auswirkungen der untersuchten Prozesse aber in der gleichen Größenordnung wie im Lietzengrabengebiet. Die Unterbindung der Kapillarkräfte und der Vegetationsdynamik erzeugen auch hier nur Abweichungen im Zentimeterbereich, während die Unterbindung des Grundwasseranschlusses und der Wasserstandsdynamik in Fließgewässern Änderungen im Dezimeterbereich zur Folge haben.

Die hier dargestellten Abweichungen durch Unterbindung bestimmter Kopplungsprozesse liegen auf ähnlichem Niveau wie die ermittelten – im vorherigen Kapitel dargestellten – Fehlermöglichkeiten durch die Kalibrierungsparameter. So können durch die Berücksichtigung der hier untersuchten Prozesse die Modellfehler bereits eingeschränkt werden.

Hinsichtlich der Bewertung von Maßnahmen kann die Ergebnissicherheit noch erhöht werden, wenn die relativen Auswirkungen jeder Maßnahme durch einen Vergleich mit dem Referenzzustand bzw. Ist-Zustand ausgewertet werden, da sich hierbei etwaige Fehlannahmen (die allen Berechnungen in gleicher Weise zugrunde liegen) gegenseitig ausgleichen.

Im Folgenden wird anhand der Modellergebnisse die Anwendbarkeit des Modellansatzes auf die Analyse bestimmter Bewirtschaftungs- bzw. Maßnahmen szenarien dargestellt.

---

## 7 Praxisbeispiele: Bewirtschaftungs-Szenarien

Anhand der im Folgenden beschriebenen Beispiele wird herausgestellt, ob und wie gut sich das Modell zur Lösung der oben beschriebenen Probleme und Fragestellungen eignet. Die Grundfunktionen des Modellkonzeptes sowie die verwendeten Module sind in beiden Beispielen identisch und bereits im Kapitel 4 ausführlich beschrieben.

Die zu untersuchenden Maßnahmen werden in Form von Szenarien simuliert und jeweils der Ausgangssituation (Ist-Zustand) gegenübergestellt. Zur besseren Vergleichbarkeit der Ergebnisse der Szenarienberechnungen zu denen des Ausgangszustandes wurden allen Rechnungen dieselben meteorologischen Zeitreihen zugrunde gelegt (1985-2006 und für Langzeitsimulationen 1951-2006). Obwohl sich die Szenarien mit einer zukünftigen Situation befassen, sind sie hier also nicht als Prognose eines zukünftigen Zustandes zu verstehen, sondern stellen die Situation dar, die sich ergeben hätte, wenn die jeweils untersuchten Maßnahmen bereits vor dem Startdatum der Berechnungen umgesetzt worden wären.

Die Rechendurchläufe der Szenarien mussten teilweise mehrfach durchgeführt werden; dies war dann der Fall, wenn sich durch die in ihnen umgesetzten Maßnahmen die Wasserhaushaltssituation im Untersuchungsgebiet änderte und daher von anderen Anfangsbedingungen ausgegangen werden musste. Eine zweite Rechnung wurde dann im Anschluss an die erste (unter Nutzung des Endzustandes der ersten als Ausgangszustand der zweiten Berechnung) durchgeführt. Dieser Vorgang wurde jeweils so lange wiederholt, bis sich ein neuer Gleichgewichtszustand einstellte.

### 7.1 Wasserhaushaltsmanagement in einem ehemaligen Rieselfeldgebiet im Einzugsgebiet des Lietzengrabens

Im Einzugsgebiet des Lietzengrabens wurden verschiedene Maßnahmen entworfen, um der Wassermangelsituation nach Einstellung der Rieselfeldbewirtschaftung entgegenzuwirken. Welche dieser Maßnahmen die effektivste Wirkung auf den gesamten Wasserhaushalt im Untersuchungsgebiet hat und nicht nur lokale Effekte erzielt, wurde mit der oben erläuterten Modellkopplung untersucht.

Zunächst wurde eine Analyse des durch die Einstellung der Rieselfelder veränderten Abflussvolumens durchgeführt. Sie diente dazu, die klimatische von der anthropogen beeinflussten Abflussänderung abzugrenzen.

Um das Weiterbestehen der schützenswerten Feuchtgebiete zu gewährleisten, wurde zuvor die Mindestwassermenge ermittelt, die für das Bestehen der Seen und Feuchtgebiete benötigt wird. Dazu wurde der Wasserbedarf berechnet, der verfügbar sein muss, um die Gewässerverdunstung und den Verlust über die Gewässersohle in warmen, niederschlagsarmen Sommermonaten auszugleichen.

Die Abflusserhöhung durch die Zusatzwassereinleitungen wurde in zwei Szenarien untersucht, in denen der Abfluss dem Vorfluter über verschiedene Abflusswege zugeführt wurde.



In verschiedenen Szenarien wurde nach der optimalen Kombination verschiedener Wehrsteuerungen gesucht. Dabei wurden iterativ verschiedene Wehre im Gebiet inaktiv gesetzt und andere aktiviert, bis die optimale Wehrkombination gefunden war. An einem Beispielwehr wurden die Effekte einer saisonalen Wehrsteuerung demonstriert.

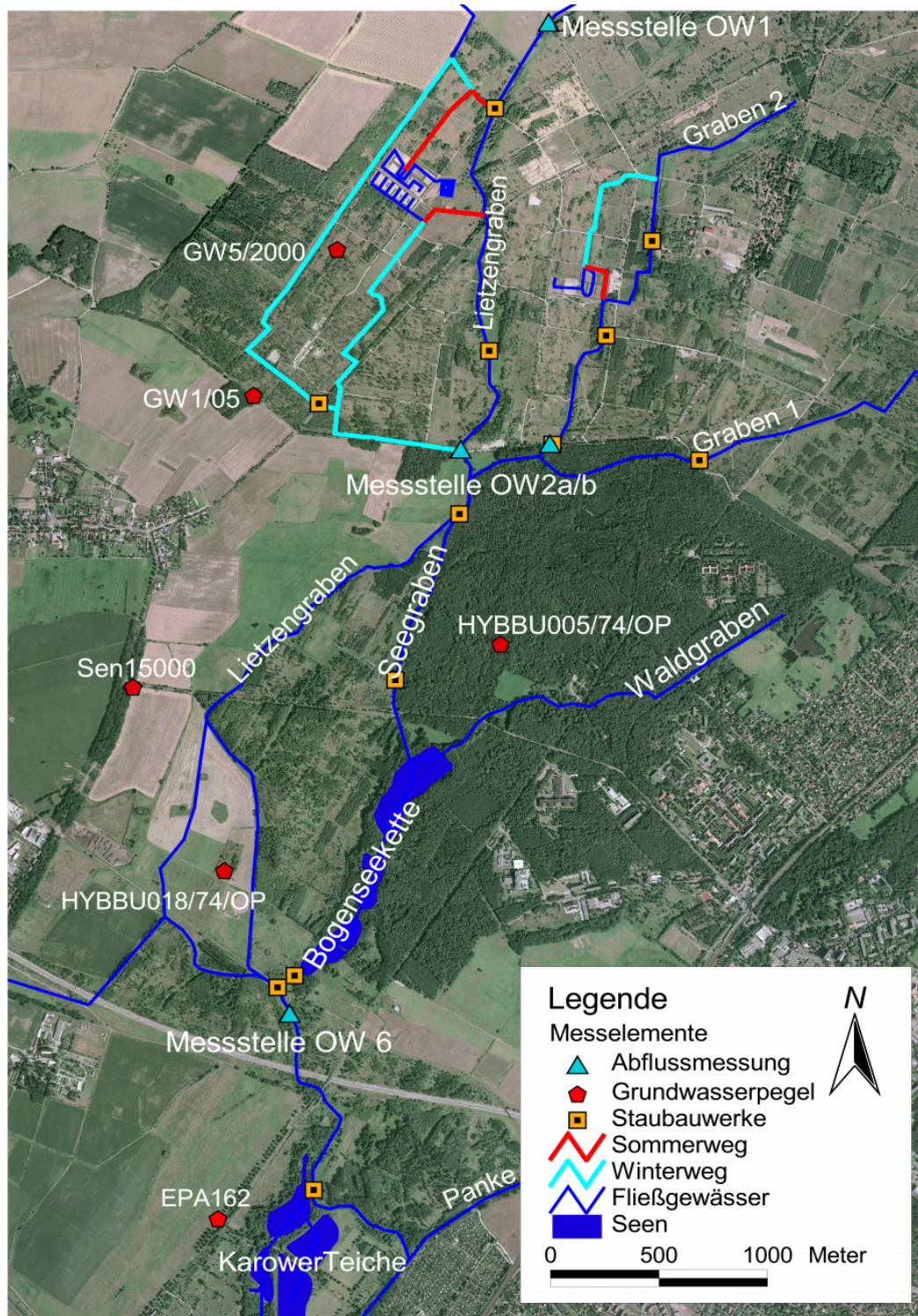


Abbildung 7-1: Kernbereich des Untersuchungsgebietes mit wesentlichen Steuerungs- und Messelementen

Da die Sedimente der Karower Teiche infolge der Abwasserverrieselung eine starke Schadstoffbelastung aufweisen, ist eine Seesanieung in der Diskussion, mittels der die kontaminierte Schlammschicht aus dem See entfernt werden soll. Dagegen spricht jedoch die damit einhergehende Verringerung der Kolmationsschicht der Teichsohle und die damit einhergehende Möglichkeit eines starken Wasserverlustes, sobald die Grundwasseroberfläche unter die Gewässersohle absinkt. Die dadurch zu erwartenden Auswirkungen wurden ebenfalls in einem Szenario modelliert.

Die Szenariensimulationen wurden für den Berechnungszeitraum 1985 bis 2006 durchgeführt. Weiterhin wurden Langzeitsimulationen über den gesamten verfügbaren Zeitraum 1970 bis 2006 durchgeführt, um die Klimaentwicklung in diesem Zeitraum mit berücksichtigen und langfristige Trends untersuchen zu können.

Im Folgenden werden die einzelnen Szenarienrechnungen mit ihren Ergebnissen vorgestellt.

### **7.1.1 Abflusserhöhung durch Rieselfeldwirtschaft und Klimaänderung**

Bei der Untersuchung des Lietzengraben-Einzugsgebietes war der Einfluss der Rieselfeldwirtschaft auf den Wasserhaushalt von grundlegendem Interesse. Um deren Auswirkungen auf den Wasserhaushalt zu quantifizieren, wurde eine Langzeitsimulation (1971-2005) der Abflüsse ohne Berücksichtigung der beaufschlagten Abwässer durchgeführt und diese einerseits den gemessenen Abflussmessungen und andererseits den heutigen Abflussmengen gegenübergestellt.

Dieses Szenario zeigt, wie sich Grundwasserstände und Abflüsse in Abhängigkeit vom beobachteten Klima ohne die Rieselfeldwirtschaft über die letzten 35 Jahre entwickelt hätten. Ein Vergleich zu Stichtagsmessungen aus der Rieselfeldzeit gibt Aufschluss über die Intensität der Beeinflussung des Wasserhaushalts durch die Rieselfeldbewirtschaftung.

Während der Rieselfeldbewirtschaftung lagen, wie die Stichtagsmessungen (rote Punkte) in Abbildung 7-2 zeigen, die Abflüsse an der Mündung des Lietzengrabens in die Panke zwischen 0,8 und 1,8 m<sup>3</sup>/s, im Mittel bei 1,23 m<sup>3</sup>/s. Die auf Grundlage der damaligen Klimaverhältnisse modellierte natürliche Abflussmenge (blaue Ganglinie) beträgt im Mittel 0,21 m<sup>3</sup>/s. Die aufgeschlagene Wassermenge erhöhte also den Abfluss in den 1970er Jahren um etwa 1 m<sup>3</sup>/s und damit etwa um das Fünffache des damals zu erwartenden natürlichen Abflusses. Die modellierten natürlichen Abflüsse liegen in den feuchten 1970er Jahren im Mittel bei 0,21 m<sup>3</sup>/s und damit etwa doppelt so hoch wie heute (etwa 0,1 m<sup>3</sup>/s). Durch die Veränderungen der meteorologischen Randbedingungen und die Einstellung der Rieselfeldwirtschaft betragen die heutigen Abflüsse also nur noch etwa ein Zehntel des früheren Abflusses.

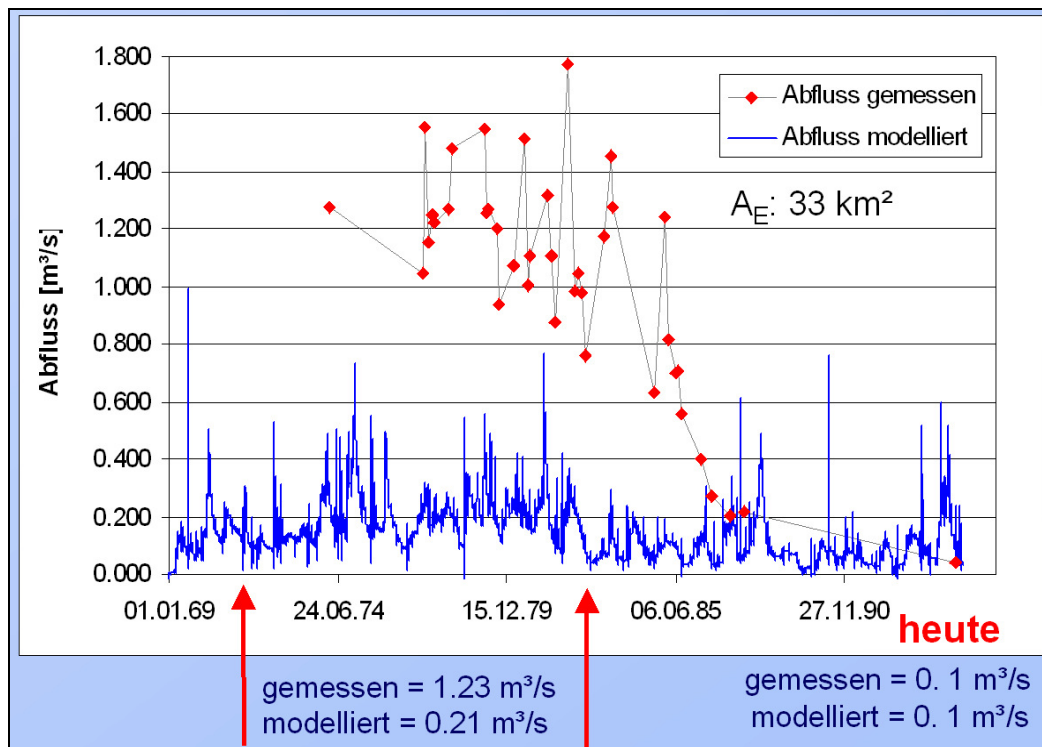


Abbildung 7-2: Gegenüberstellung von Stichtagsmessungen zur Zeit der Rieselfeldbewirtschaftung und unter natürlichen Bedingungen zu erwartenden Abflüssen  
(Quelle: nach Pfützner et al. 2006)

Für die Messstelle 2 am Rieselfeldauslass sind in Abbildung 7-3 die gemessenen Abflüsse von 1996-1999 (rote Linie) und die berechneten Abflüsse (blaue Linie) gegenübergestellt. Die Qualität der Modellierung wird an der Übereinstimmung hinsichtlich der sehr geringen Abflussmengen in der Messperiode 1996-1999 deutlich. Obwohl die berechneten Abflussmengen in der Zeit von 1969 bis 1981 im Mittel mehr als doppelt so hoch sind wie die der 1990er Jahre, erreichen sie unter Berücksichtigung der trockeneren klimatischen Verhältnisse das Niveau der gemessenen Abflüsse.

Abbildung 7-3 belegt sichtbar an hohen periodischen Abflussvariationen den großen Einfluss klimatischer Schwankungen im Untersuchungsgebiet und bestätigt die These, dass die aktuelle Wasserknappheit nicht allein durch die Beendigung der Rieselfeldwirtschaft verursacht wurde. Das Ergebnis dieser Szenariorechnung zeigt, dass die Abflüsse auch unter natürlichen Bedingungen heute geringer wären als in den feuchten 1970er Jahren. Die Abflüsse waren unter damaligen Bedingungen allein schon etwa doppelt so hoch wie heute und wurden durch die Rieselfeldwirtschaft noch zusätzlich um das Fünffache erhöhte. Insgesamt machen damit die heutigen Abflüsse nur noch ein Zehntel der damaligen Abflüsse aus. Von der damals sehr guten Wasserversorgung profitierten die Feuchtgebiete im Abstrom der Rieselfelder und entwickelten sich zu den heute unter Naturschutz stehenden biologisch hochwertigen Standorten. Unter den heutigen klimatischen Bedingungen können die Feucht- und Seegebiete nur durch gezielte Bewirtschaftung erhalten werden.



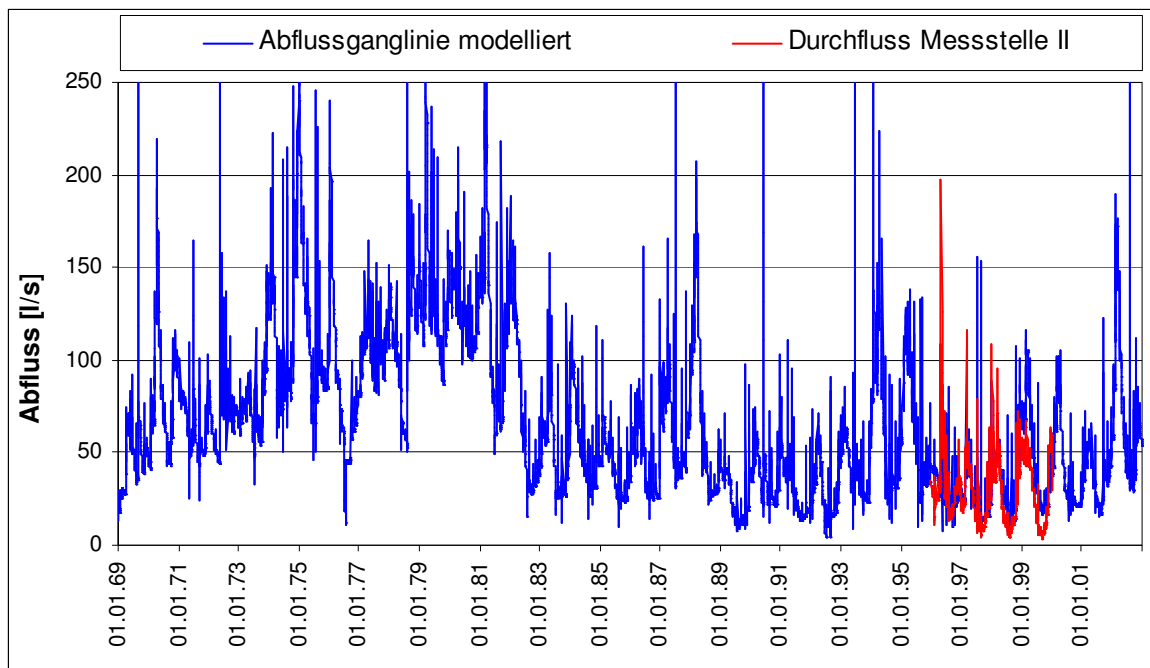


Abbildung 7-3: Langzeitsimulation des Abflusses an der Messstelle 2 (Quelle: Pfützner et al. 2006)

### 7.1.2 Wasserbedarf der Feuchtgebiete

Eine wichtige Funktion von Modellen ist die Bestimmung von Grenzwerten, also von maximal möglichen Abflüssen oder Mindestabflüssen. Im Falle des Lietzengrabenmodells wurde in einem Szenario die Wassermenge bestimmt, die unter sehr warmen sommerlichen Bedingungen vorhanden sein muss, um ein Austrocknen der Feuchtgebiete und Teiche zu verhindern.

Die Bogenseekette und die Karower Teiche werden nacheinander durchflossen. Daher ist es in der zuerst durchflossenen Bogenseekette im Gegensatz zu den Karower Teichen noch nie zu dramatisch geringen Wasserständen gekommen. Für die Berechnung der notwendigen Mindestabflussmenge am Auslass des Rieselfeldgebietes wurden Gewässerverdunstungs- und Versickerungsverluste aus den Teichen, die durch die Zuflussmengen ausgeglichen werden müssen, herangezogen. Neben den Verlusten wurde auch eine Abflussweitergabe an die Panke von 5 l/s berücksichtigt, die als Mindestabflussmenge vorgeschrieben ist. Sohlversickerungen treten vor allem in längeren Trockenzeiten auf, wenn die Grundwasserstände unter den Seeboden absinken, ebenso sind die Verdunstungsmengen in warmen trockenen Sommermonaten besonders hoch. Daher orientiert sich die Berechnung der Mindestzuflussmengen an heißen Sommermonate, in denen keine Niederschläge fallen.





*Abbildung 7-4: Ausgetrockneter Karower Teich (Foto: Herr Scheffler, aufgenommen am 24.8.2003)*

Das Absinken der Seewasserstände in den Karower Teichen im extrem trockenen Jahr 2003 wurde mit dem Modell gut abgebildet. Der Tiefststand war am 31.8.2003 zu verzeichnen: ein Foto (siehe Abbildung 7-4) belegt, dass der flachste der Karower Teiche bereits am 24.08.2003 bereits vollständig ausgetrocknet war.

Wie in Abbildung 7-5 dargestellt ist, sanken die Wasserstände in den Karower Teichen nur im Sommer 2003 derart stark ab. Auch die Grundwasserstände sanken in diesem Jahr stärker ab als in anderen Jahren. Während die Sickerwassermengen in den Sommermonaten der anderen Jahre mit fallendem Grundwasserstand zunahmen, sanken sie 2003 mit fallendem Seewasserspiegel. Das ist nicht nur auf die geringere Druckhöhe der Wassersäule zurückzuführen, sondern auch darauf, dass im Sommer 2003 zwischen Grundwasserstand und Seewasserstand eine geringere Differenz bestand, da die Seewasserstände durch die hohe Verdunstung stärker fielen als die Grundwasserstände. Der Grundwassertiefststand wurde erst im Herbst 2003 erreicht, als die Seewasserstände bereits wieder ihr normales Niveau erreicht hatten. Auch in den folgenden Winterhalbjahren erreichten die Grundwasserstände nicht mehr die Höhe des Zustandes vor dem trockenen Jahr 2003. Diese Beobachtung werden auch durch die in der Nähe der Karower Teiche gemessenen Grundwasserstände bestätigt (siehe Kapitel 5.3).

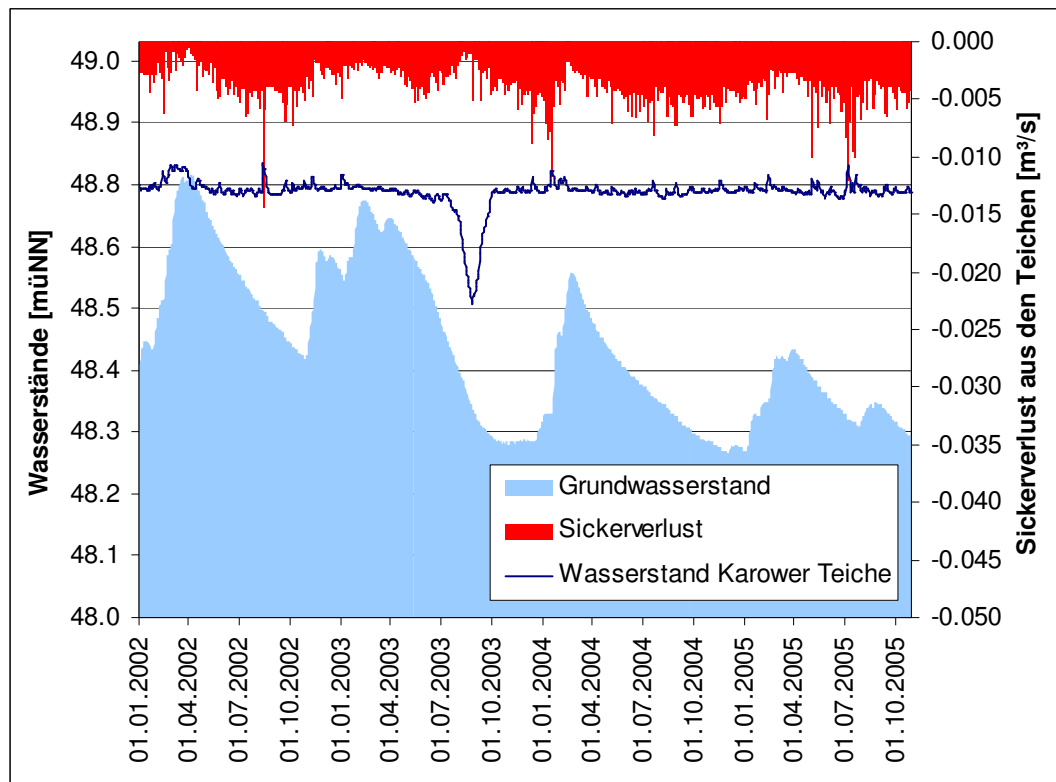


Abbildung 7-5: Wasserstände, Grundwasserstände und Sickerwasserverluste aus den Karower Teichen

Die Zuflussmenge zu den Teichen, die mindestens notwendig ist, um unter extrem trockenen Bedingungen die Verluste auszugleichen, beläuft sich auf 50 l/s. Diese Mindestabflussmengen stehen in Trockenzeiten aus dem natürlichen Gebietswasserhaushalt nicht zur Verfügung, sodass für solche Situationen Maßnahmen ergriffen werden müssen.

### 7.1.3 Einleitung von weitgehend gereinigtem Abwasser

Wenn die natürlichen Abflussmengen nicht ausreichen, können sie durch Zusatzwassermengen ergänzt werden. Im Einzugsgebiet des Lietzengrabens werden seit 2005 solche Einleitungen von weitgehend gereinigtem Abwasser aus dem Klärwerk Schönerlinde über die alten Rieselfeldleitungen realisiert. Im Mittel werden 65 l/s in zwei Teichgruppen eingeleitet, in denen das vorgereinigte Klärwasser beim Durchfließen verschiedener Reinigungsbiotope (mit verschiedenen Schilf- und Röhrichtbepflanzungen) weiter aufgereinigt wird. Um die Zuleitungsmengen optimal auszunutzen, sind zwei verschiedene Grabensysteme zur Ableitung des Wassers von den Einleitungspunkten zum Vorfluter eingerichtet worden, über Wehrsteuerungen kann der eine oder andere Abflussweg genutzt werden. Während eine längere Fließstrecke (Winterweg) in feuchten Jahreszeiten die Versickerung und Zwischenspeicherung des Abflusses im grabennahen Grundwasser begünstigen soll, könnte das Wasser in trockenen Jahreszeiten auf dem kürzesten Weg (Sommerweg) zum Vorfluter gelangen, um möglichst schnell den Feuchtgebieten im

Süden zugeführt zu werden. In dieser Zeit kann das zuvor über den Winterweg versickerter Wasser wieder abgegeben werden und trägt zusätzlich zur Abflusserhöhung bei.

Für die beiden Abflusswege wurde jeweils ein Szenario von 25 Jahren gerechnet. Die so ermittelten Auswirkungen auf den Grundwasserstand und die Abflussmengen wurden dem Ausgangszustand ohne Einleitungen gegenübergestellt. Über die beiden Fließwege können unterschiedlich große Wassermengen in die angrenzenden Uferbereiche einsickern und die Grundwasserstände erhöhen.

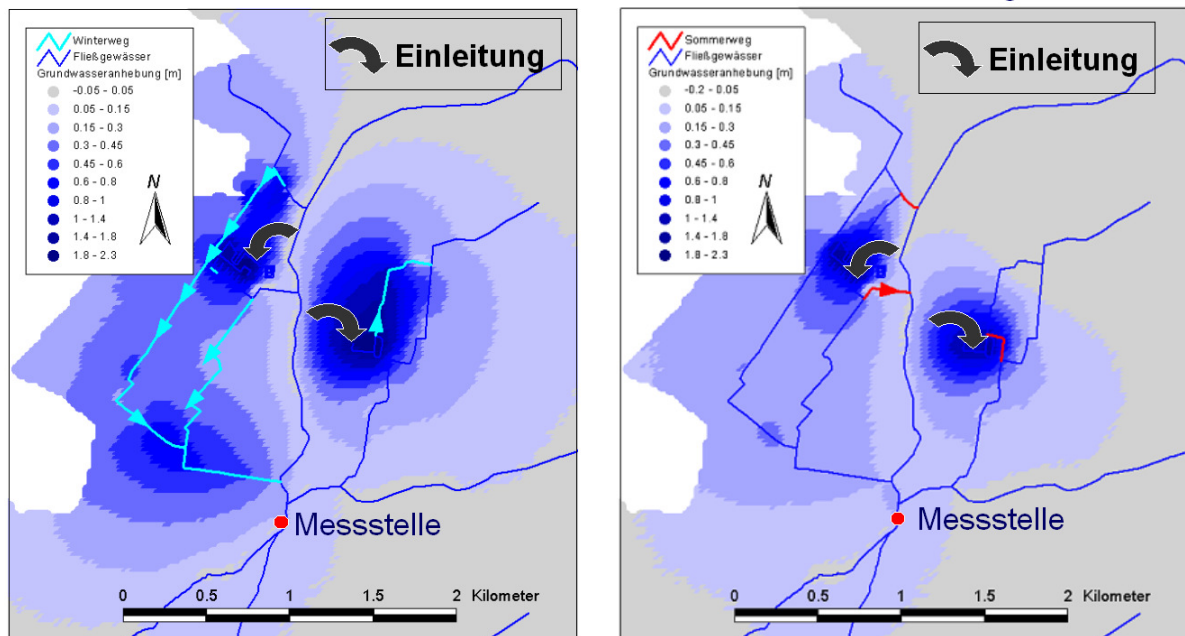


Abbildung 7-6: Auswirkung der unterschiedlichen Fließwege auf die Erhöhung der Grundwasseroberfläche

Abbildung 7-6 zeigt die unterschiedlichen Fließwege und die über diese zu erwartenden Grundwasserstandserhöhungen. Vergleicht man die Auswirkungen der Einleitungen über die beiden Fließwege miteinander, so erkennt man, dass Einleitung über den längeren Winterweg deutlich stärkere Auswirkungen auf die Grundwasserstände hat als die Einleitungen über den kürzeren Sommerweg. Zwar unterscheiden sich die beiden Szenarien nicht durch die Höhen der Grundwasseranhebung unmittelbar im Bereich der Einleitungsbecken, diese betragen in beiden Fällen bis zu 2 m, doch die Grundwasserstandserhöhungen wirken sich durch die Einleitungen über den Winterweg stärker in der Fläche aus als die durch die Einleitungen über den Sommerweg.

In Abbildung 7-7 sind die Durchflüsse nach Verlassen der Rieselfelder bei unterschiedlichen Einleitungswegen einander gegenübergestellt. Die grüne Ganglinie zeigt den Abfluss an der Messstelle 2 im Sommerweg-Szenario, die blaue Ganglinie den Abfluss im Winterweg-Szenario. Als rote Flächen sind die Differenzen (Sommerweg - Winterweg) zwischen beiden Abflussmengen dargestellt. Vor allem zu Niedrigwasserzeiten werden die Abflüsse durch die Ableitung über den Sommerweg erhöht.

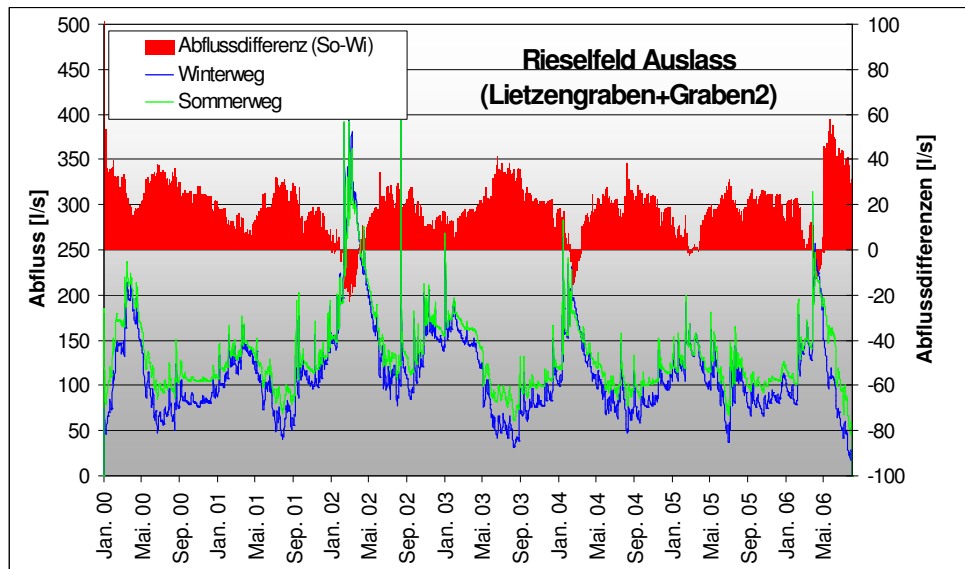


Abbildung 7-7: Vergleich der Abflüsse über den Sommer- und Winterweg der Einleitungen am Auslass des Rieselfeldgebietes

Im Mittel führt der kürzere Sommerweg im Vergleich zum längeren Winterweg zu höheren Abflüssen von 20 l/s, da auf dem Winterweg größere Wassermengen über die Ufer- und Sohlbereiche versickern und somit den Grundwasserstand anheben. Die Abflussspitzen im Winter 2002 und 2004 demonstrieren einen entgegengesetzten Effekt: Der Abfluss über den Winterweg überschreitet den des Sommerweges um einen Wert von max. 20 l/s. Das ist auf die Tatsache zurückzuführen, dass in sehr feuchten Perioden die Uferbereiche über den Winterwegabfluss bereits gesättigt sind und jeder weitere Niederschlag sofort zum Abfluss kommt, während im Sommer-Szenario zur gleichen Zeit eine Versickerung in die grabennahen Uferbereiche noch möglich und somit der Abfluss gegenüber dem Winterweg-Szenario leicht reduziert ist.

Ein Wechsel vom Winter- zum Sommerweg sollte aber nicht, wie die Namen vermuten lassen, starr an die Jahreszeiten gebunden sein, sondern sich nach der aktuellen Durchflussmenge des Pegels am Rieselfeldauslass richten; die im vorherigen Szenario ermittelte Mindestabflussmenge von 50 l/s wird dabei als Steuerung vorgeschlagen. Der Abfluss über den Winterweg wird also so lange betrieben, wie die Abflussmenge diese 50 l/s überschreiten. Fallen die Abflüsse auf die Marke von 50 l/s, sollte auf den Sommerweg umgestellt werden, damit das Wasser möglichst schnell und verlustfrei den Feuchtgebieten zugeführt werden kann.

Anhand einem Vergleich zwischen gemessenen und modellierten Abflüssen unter Berücksichtigung der seit Januar 2005 in das Gebiet eingespeisten Zusatzwassermengen wird gezeigt, dass das Modell auch den durch die Einleitungen veränderten Gebietswasserhaushalt realitätsnah abbildet. Abbildung 7-8 und Abbildung 7-9 zeigen eine gute Übereinstimmung von gemessenen und modellierten Abflussganglinien bzw. Grundwasserganglinien, da das Ansteigen des Abflussvolumens und der Grundwasserstände auf das neue Niveau in beiden Medien in der richtigen Größenordnung simuliert wird.

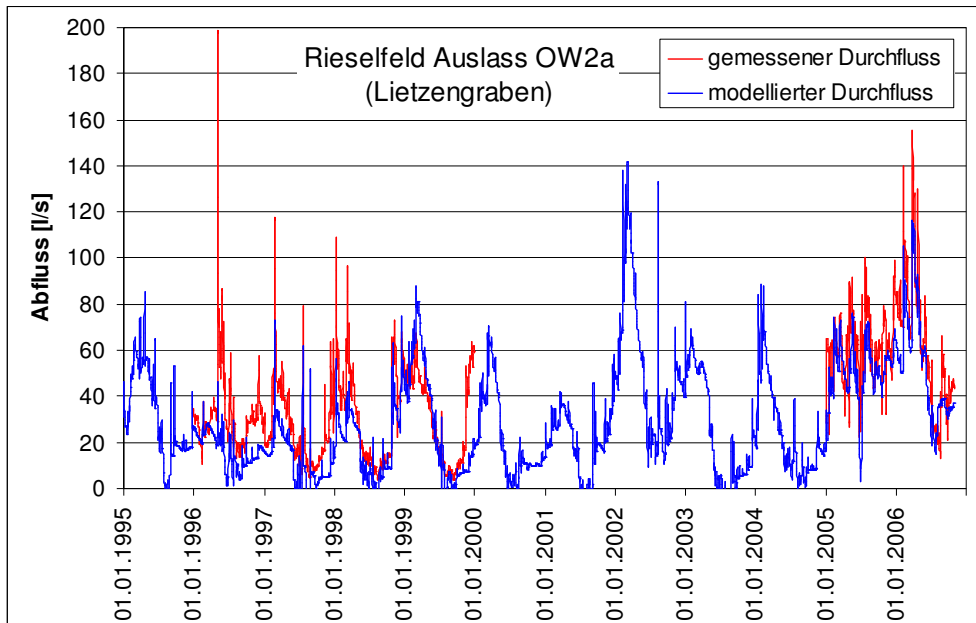


Abbildung 7-8: Gemessener und modellierter Abfluss an der Messstelle OW2a

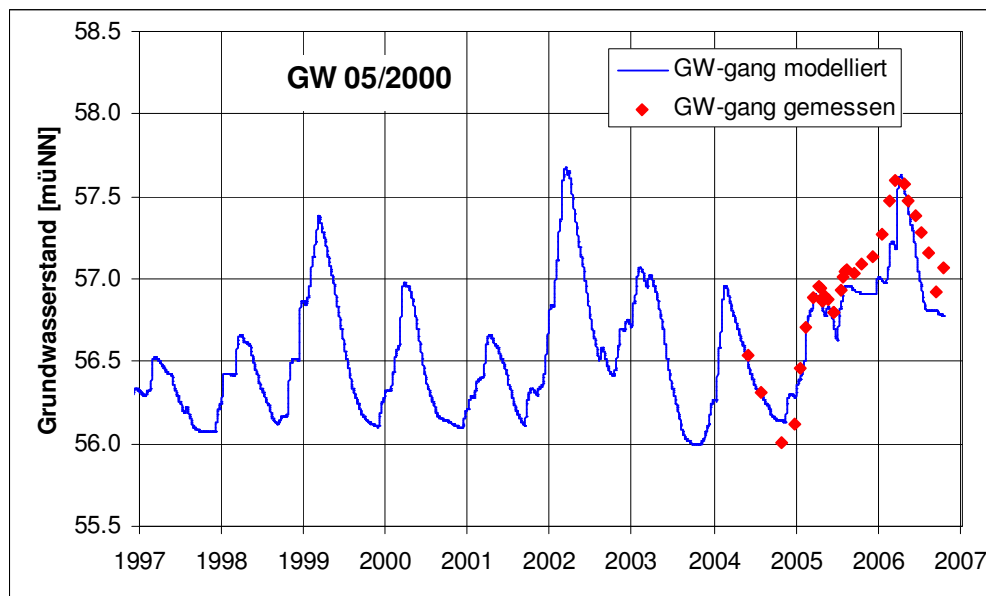


Abbildung 7-9: Gemessener und modellierter Grundwassergang GW 05/2000

#### 7.1.4 Abflusssteuerung über Staue und Wehre

Zusätzlich zu den Einleitungen ist der Einsatz der vorhandenen Staue und Wehre im Gebiet zur Staubewirtschaftung notwendig, um eine möglichst optimale Verteilung der Wassermengen im Gebiet zu erzielen. Durch gezielte Steuerung und Nutzung von Wehrkombinationen ist es möglich, bestimmte sensible Gebiete zu begünstigen. Dazu muss eine optimale Wehrsteuerung gefunden werden, die für alle Feuchtbiopte einen möglichst großen Nutzen bringt. Drei verschiedene Wehrkombinationen sind in Abbildung 6-10 dargestellt. Die beiden oberen Abbildungen zeigen, dass durch Einsatz der Wehre 1



und 11 die Lietzengraben-Niederung bevorteilt werden kann (linke obere Abbildung), während die Kombination von Wehr 1a und Wehr 12 die Bogenseekette und die Karower Teiche begünstigt (rechte obere Abbildung). Eine für alle Gebiete optimale Wehrstellung ist in der Hauptabbildung mit den dazugehörigen Abflusserhöhungen und -reduzierungen dargestellt. Die Wehrhöhe des Staus 1 ist gegenüber dem Vergleichszustand etwas erhöht, sodass eine größere Wassermenge in die Lietzengraben-Niederung geleitet wird, der Abfluss durch die Bogenseekette ist dadurch leicht reduziert. Der Wasserstand kann jedoch über den Rückstau des Wehres 1a trotz geringerer Durchflussmengen gehalten werden. Durch Anhebung des Stauziels von Wehr 12 wird der Abfluss in die Karower Teiche stark erhöht, wohingegen der Abfluss auf dem letzten Abschnitt des Lietzengraben bis zur Panke stark reduziert wird.

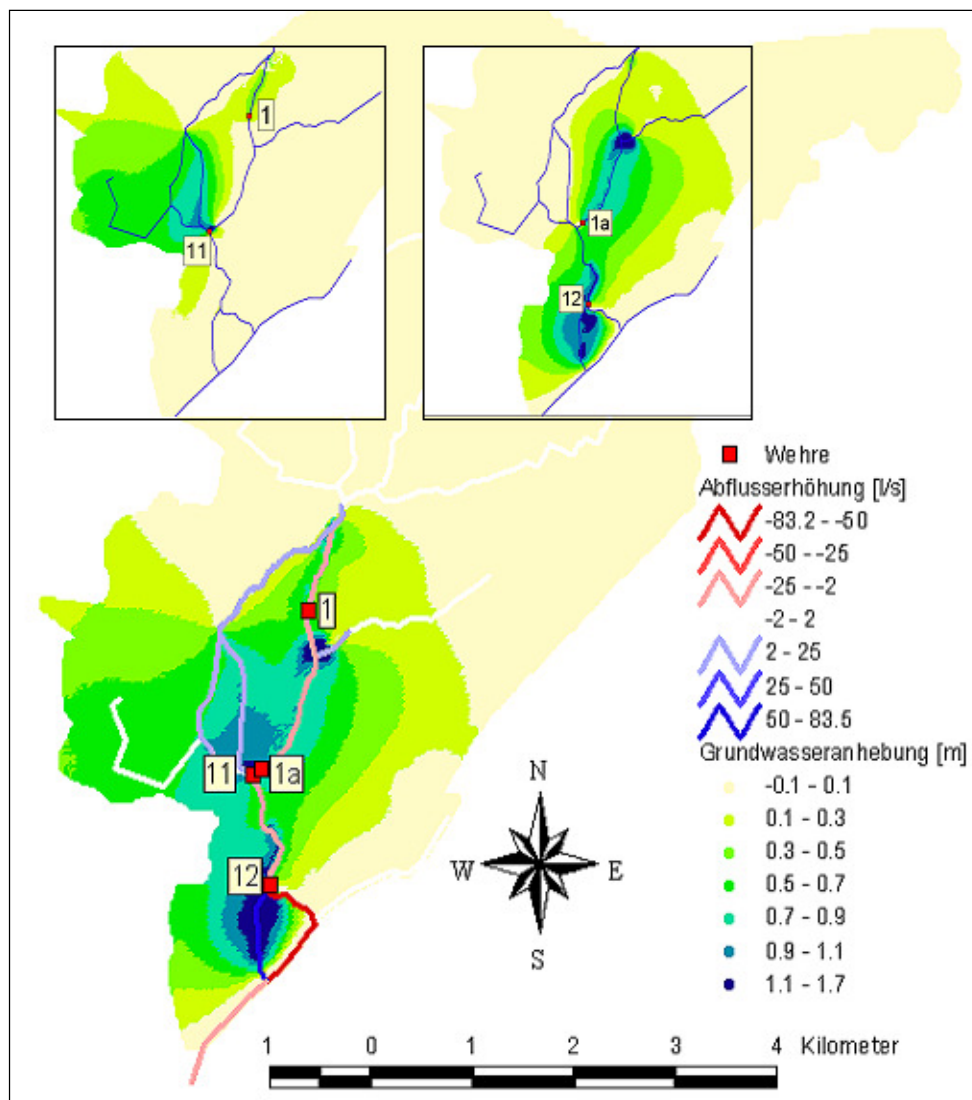


Abbildung 7-10: Verschiedene Wehrkombinationen zur Begünstigung sensibler Gebiete (Lietzengraben-Niederung, Bogenseekette, Karower Teiche) (Quelle: Pfützner et al. 2006)

Vor allem in ebenen Gebieten können im Rückstaubereich von Wehren beträchtliche Wassermengen weit in die Fläche hinein gespeichert werden. Die zwischengespeicherten Wassermengen können in Bedarfszeiten durch Senkung der Wehrhöhen zur Abflusserhöhung führen. Auf diese Weise konnte eine Wiedervernässung der Lietzengraben-Niederung modelliert werden, wie sie in der Realität 2006 beobachtet werden konnte. Eine saisonale Steuerung der Wehre lässt es zu, verschiedene Nutzungen und Interessensansprüche parallel zu verwirklichen: In der Lietzengraben-Niederung sollen im Frühjahr die Brutplätze seltener wasserliebender Vögel gewährleistet bleiben. Im Sommer sollen die Flächen weitgehend abtrocknen und als Weidefläche nutzbar sein, während sie im Herbst so trocken sein müssen, dass sie mit schweren Mähmaschinen befahren werden können. Zu diesem Zweck wurde im Modell das Wehr 11 nur saisonal, nämlich von November bis Mai, um 1 m erhöht. Abbildung 7-11 enthält für jeden Monat eine Differenzkarte der modellierten Grundwasserstände im Vergleich zum Ausgangszustand. Hieraus wird ersichtlich, wie das Grundwasser vom Graben ausgehend bis April erhöht wird und anschließend das zwischengespeicherte Wasser wieder abfließen kann.

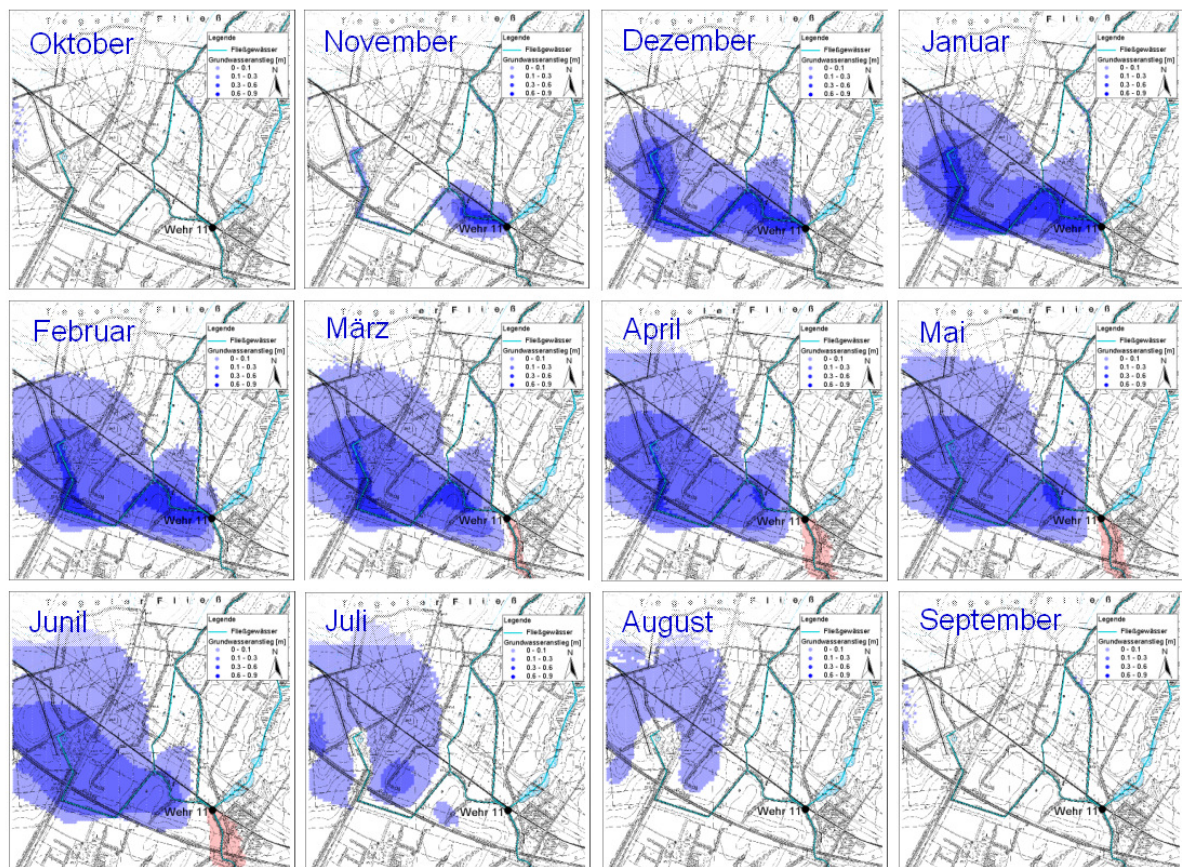


Abbildung 7-11: Monatliche Grundwasserstandanhebung durch saisonale Wehrsteuerung

An dieser Abbildung ist die Dynamik des Einstaus in das Grundwasser gut erkennbar: Bei Heraufsetzen der Wehrhöhe wird das Wasser vom Fließgewässer ausgehend in die Flächen hineingedrückt, nach Herabsetzen des Wehres entwässern die Bereiche in

Fließgewässernähe schneller als das Grundwasser aus den weiter entfernt gelegenen Bereichen nachströmen kann, und es bildet sich vorübergehend eine Hufeisenform.

### 7.1.5 Seesanieung

Durch den hohen Schadstoffeintrag zu Zeiten der Rieselfeldbewirtschaftung sind die Seesedimente teilweise stark mit Schadstoffen belastet. Ein Ausräumen der Seesedimente verringert die Kolmationsschicht, wodurch die Gefahr erhöhter Sohlversickerung besteht. Das Modell wurde eingesetzt, um die Auswirkung von Sohlentschlammungen im Vorfeld abschätzen zu können. Wie sich eine solche Seesanieung auf die Wasserhaltefähigkeit des Seebodens auswirken könnte, wurde in einer Szenariengruppe unter Verwendung verschieden starker Kolmationswirkungen untersucht. Dazu wurden die Leakagewerte, die die Austauschrate zwischen Oberflächengewässer und Grundwasser bestimmen, variiert (vergleiche Kapitel 5). Wie stark sich die Reduzierung der Kolmationswirkung durch die Entnahme der Sedimente auswirkt ist schwer abschätzbar, auch die Übertragung bestimmter Kolmationsschichtdicken in Leakagewerte ist mit Unsicherheiten behaftet, dennoch können die möglichen Wirkungen durch ein breiteres Variationsspektrum eingegrenzt werden. Die Leakagewerte wurden von 0,0000001 bis 0,1 variiert.

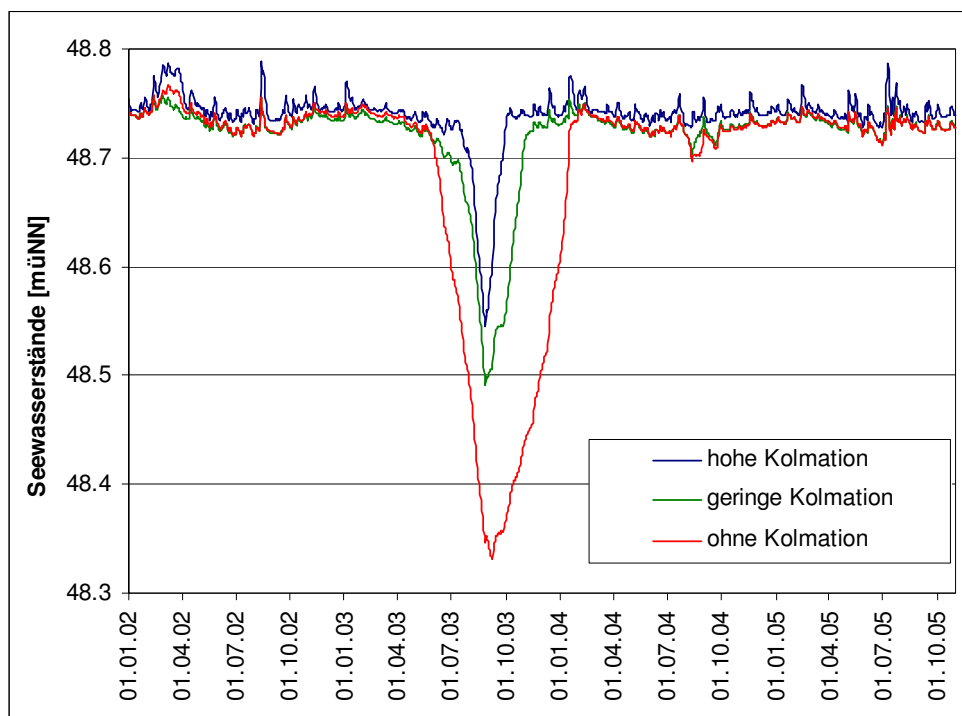


Abbildung 7-12: Auswirkung unterschiedlich stark ausgeprägter Kolmationsschicht auf die Wasserstände in den Karower Teichen

In Abbildung 7-12 sind die Wasserstände für unterschiedlich mächtige Kolmationsschichten gegenübergestellt. Der aktuelle Zustand wird durch das Szenario mit starker Kolmation abgebildet. In dem Beispiel ohne Kolmation wird die auf die ausgetauschte Wasser-



menge zwischen Grundwasser und Oberflächenwasser retendierende Wirkung nur durch die Durchlässigkeit des Grundwasserleiters bestimmt. Diese Variante zeigt, dass sich eine radikale Sohlentschlammung während Trockensituationen entscheidend auf die Tiefe und Dauer des Absinkens der Seewasserstände auswirkt. In feuchteren Perioden pendelt sich der Seewasserstand schnell wieder auf sein ursprüngliches Niveau ein.

## **7.2 Maßnahmen gegen die Degradierung des den Luchsee umgebenden Moorgebietes**

Im großräumigen Einzugsgebiet des Luchsees steht die Erhaltung eines Moores im Fokus der Untersuchungen. Dabei gilt es, der durch sinkende Wasserstände verursachten Moordegradierung entgegenzuwirken. Da das Moor sowohl zu- als auch abflusslos ist, können die Wasserstände nur über das Grundwasser angehoben werden. Dabei wird angestrebt, einerseits die im Gebiet zur Verfügung stehende Wassermenge zu erhöhen und andererseits den Abstrom aus dem Gebiet zu reduzieren:

- Die Wassermenge im oberirdischen Einzugsgebiet des Moores soll erhöht werden, indem der Verbrauch über die Vegetation reduziert wird; dies erfolgt bereits teilweise über einen Waldumbau von Kiefernreinbeständen zu aufgelockertem Mischwald.
- Der Abstrom aus dem Gebiet soll reduziert werden, indem die Wasserstände benachbarter Gewässer angehoben und Meliorationsgräben verfüllt werden.

Diese Maßnahmen wurden als Szenarien mit dem Modell über einen Zeitraum von 23 Jahren berechnet. Für die Bewertung der Maßnahmen wurde der modellierte Ist-Zustand als Basiszustand herangezogen und entsprechend den Maßnahmen abgeändert. Dabei wurden die jeweiligen Parameter (Wasserstand und Verlauf benachbarter Gewässer, Waldumbaugrad) über den gesamten Zeitraum geändert, sodass deren Langzeitwirkung auf Grundlage der Klimadaten der letzten 23 Jahre ermittelt werden konnte. Alle übrigen Parameter blieben dabei unverändert. Die Wirkung der Maßnahmen wurde aus der Differenz zwischen den Ergebnissen des jeweiligen Maßnahmen-Szenarios und denen des Basiszustands ermittelt. Dazu wurden die Veränderungen der Grundwasserhöhen und der Grundwasserganglinien herangezogen.

Eine Simulation der Entwicklung der Luchseewasserstände von 1950 bis heute wurde unter Einbeziehung der damaligen Landnutzung zur Überprüfung der Abbildbarkeit von Landnutzungsänderungen mit dem verwendeten Modell durchgeführt.

In einem Szenario mit erhöhten Seewasserständen in den nördlich gelegenen Heideseen, einem Meliorationsgraben im Krausnicker Polderbereich und einer zusätzlichen Grabenverkürzung wurde untersucht, in wieweit sich die Wasserstände der benachbarten Gewässer über den veränderten Grundwasserabstrom in Richtung des Moores auswirken würden.

Der Einfluss des Waldumbaus auf den Wasserhaushalt im Moorgebiet wurde in zwei Szenarien simuliert, um so die bereits vorhandenen Effekte des schon durchgeführten von denen des maximal möglichen Waldumbaus abzugrenzen.

Als Best-Case-Szenario wurde eine Kombination der Maßnahmen mit positivem Einfluss auf den Wasserhaushalt durchgeführt.

Eine Übersicht über die berechneten Szenarien ist in Abbildung 7-13 dargestellt.

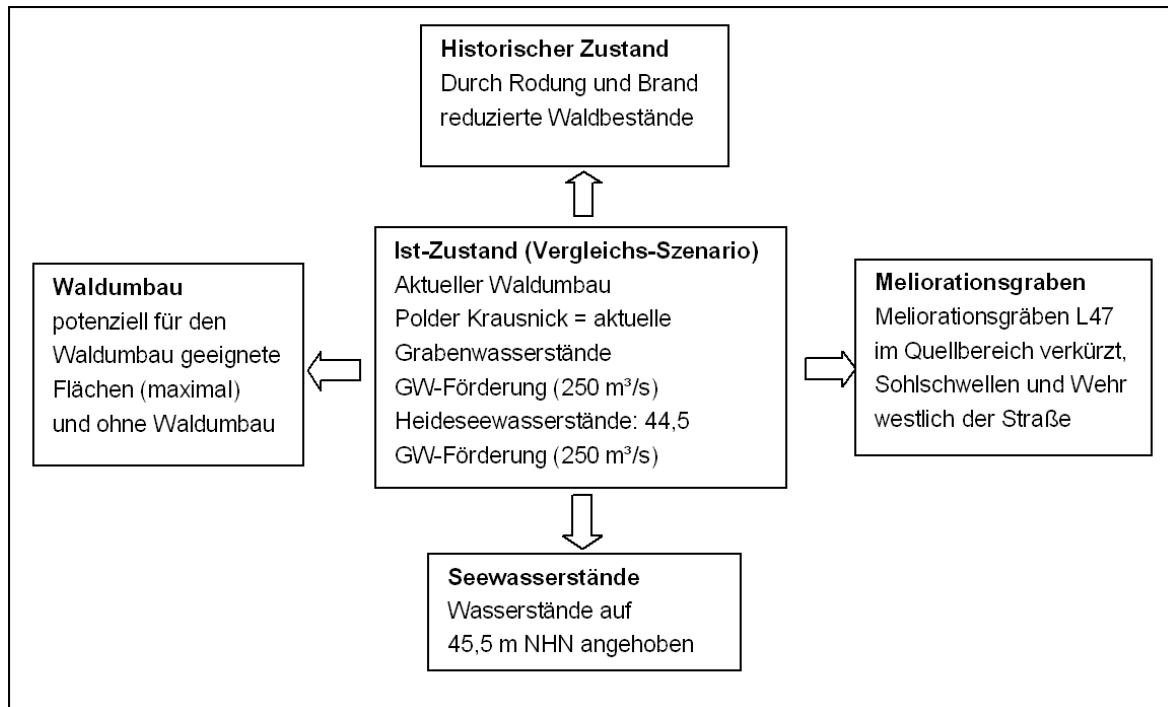


Abbildung 7-13: Szenarien zur Abbildung der Auswirkungen einzelner Maßnahmen  
(Quelle: nach Mey et al. 2008, verändert)

Darüber hinaus wurde auch ein Szenario mit der Kombination aller Maßnahmen berechnet. Die Maßnahmen an den benachbarten Gewässern (Grabenverkürzung im Poldergebiet, Anhebung der Wasserstände benachbarter Seen) wurden in zwei separaten Szenarien berechnet. Im Folgenden werden die Maßnahmen-Szenarien einzeln vorgestellt.

### 7.2.1 Nachbildung des historischen Zustands

Die Ursache der sinkenden Wasserstände wird in der Nutzungsänderung im Gebiet und den veränderten klimatischen Verhältnissen vermutet. Für die Bewertung der Maßnahmensimulationen stehen keine Messwerte zur Verfügung: Um aber dennoch überprüfen zu können, ob die Landnutzungsänderungen im Modell richtig abgebildet werden und um die Wirkung der Nutzungsänderung quantifizieren zu können, wurden in einem Langzeit-Szenario, beruhend auf den Klimabeobachtungen seit 1950, die historischen Wasserstände berechnet

Aus einem Luftbild von 1953 (Luftbild 1953) wurden Rodungs- und Brandflächen nach dem zweiten Weltkrieg abgeleitet und in das Modell integriert. In den 1970er und 1980er Jahren war ein Schöpfwerk im Poldergebiet aktiv, das für diese Zeit in das Modell

integriert wurde. Der historische Zustand wurde stufenweise in drei Zeitscheiben mit sich ändernder Vegetation und variablen Seewasserständen berechnet. Als Startwerte für die Berechnungen wurden die Endwerte des vorhergegangenen Zeitraumes verwendet, sodass ein fließender Übergang von der einen zur nächsten Zeitscheibe entstand.

Tabelle 9: Übersicht über die definierten historischen Zustände

Historische Zustände	Waldzustand	Wasserwerk	Wasserstand Randbedingung	Polder Krausnick Schöpfwerk
<b>1950</b> (1951-1970)	geringerer Waldbestand, Rodungs- und Brandflächen	ohne	ca. 45 m NHN	nicht vorhanden
<b>1980</b> (1971-1990)	hoher Waldbestand	ohne	ca. 44,8 m NHN	in Betrieb
<b>2000</b> (1991-2004)	hoher Waldbestand	250 m <sup>3</sup> /d (aktuell)	ca. 44,5 m NHN	außer Betrieb

Die modellierte historische Grundwasserganglinie am Luchsee wurde dem Grundwassergang des Ist-Zustandes und drei Einzelmessungen des Luchseewasserstandes gegenübergestellt (siehe Abbildung 7-14).

Die beiden modellierten Ganglinien zeigen Differenzen von bis zu einem Meter, diese nehmen aber mit der Zeit ab und gleichen sich bis zum Ende des Berechnungszeitraumes aneinander an. Die gemessenen Wasserstände des Luchsees werden annähernd erreicht. Mitte der 1970er Jahre liegt der modellierte historische Grundwasserstand jedoch 20 cm unterhalb des Luchseewasserstandes, hier könnten also noch weitere Faktoren Einfluss auf den Gebietswasserhaushalt gehabt haben, die in der Modellierung nicht berücksichtigt worden sind.

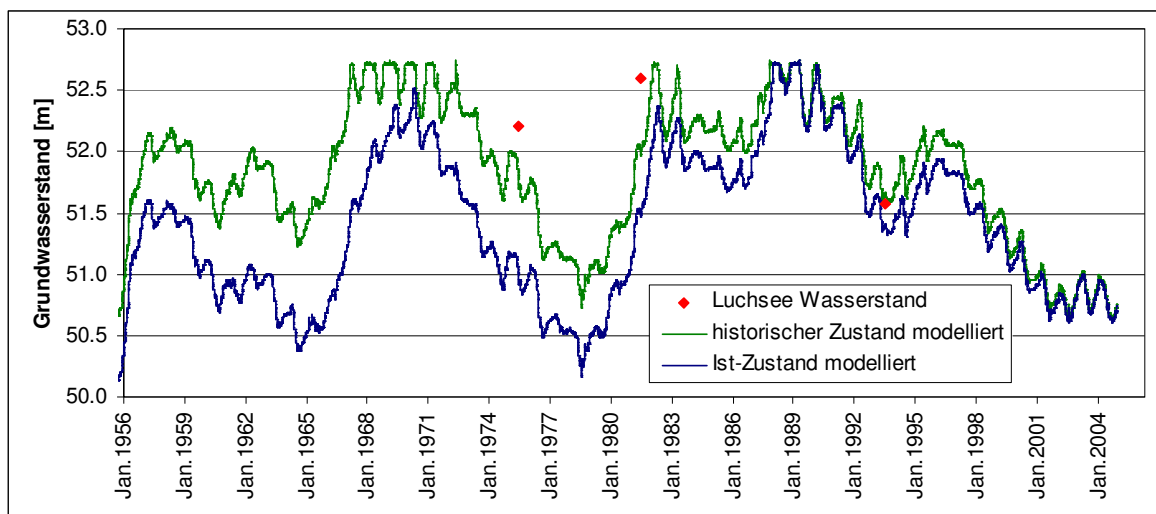


Abbildung 7-14: Modellierte Grundwasserstände im Bereich des Luchsees (Historischer Zustand und Ist-Zustand)

Insgesamt zeigt sich unter Berücksichtigung der geringen Messwert Anzahl, dass die Auswirkung der Nutzungsänderung durch das Modell in der richtigen Größenordnung abgebildet werden kann.

### 7.2.2 Rückbau eines Meliorationsgrabens

Für die Untersuchung der Wirkung des Rückbaus der Meliorationsgräben wurde der Graben L 47 ausgewählt. Dieser entwässert den Polderbereich am stärksten, da er am weitesten in Richtung Krausnicke Platte gezogen wurde, also hydraulisch in Richtung Luchsee wirkt. Es wurde angenommen, dass dieser Graben in seinem Quellbereich um 160 m verkürzt würde und dass neben dem Bau von Sohlswellen zur Wasserstandsanhhebung ein Wehr erhöht würde (siehe Abbildung 7-15).

Zur Abbildung des Grabenrückbaus wurde das Fließgewässernetz im Modell verändert, indem die Grabenlänge verkürzt, Stau- und Sohlgleiten als Rückstaubereiche eingefügt und die Anfangswasserstände entsprechend erhöht wurden.

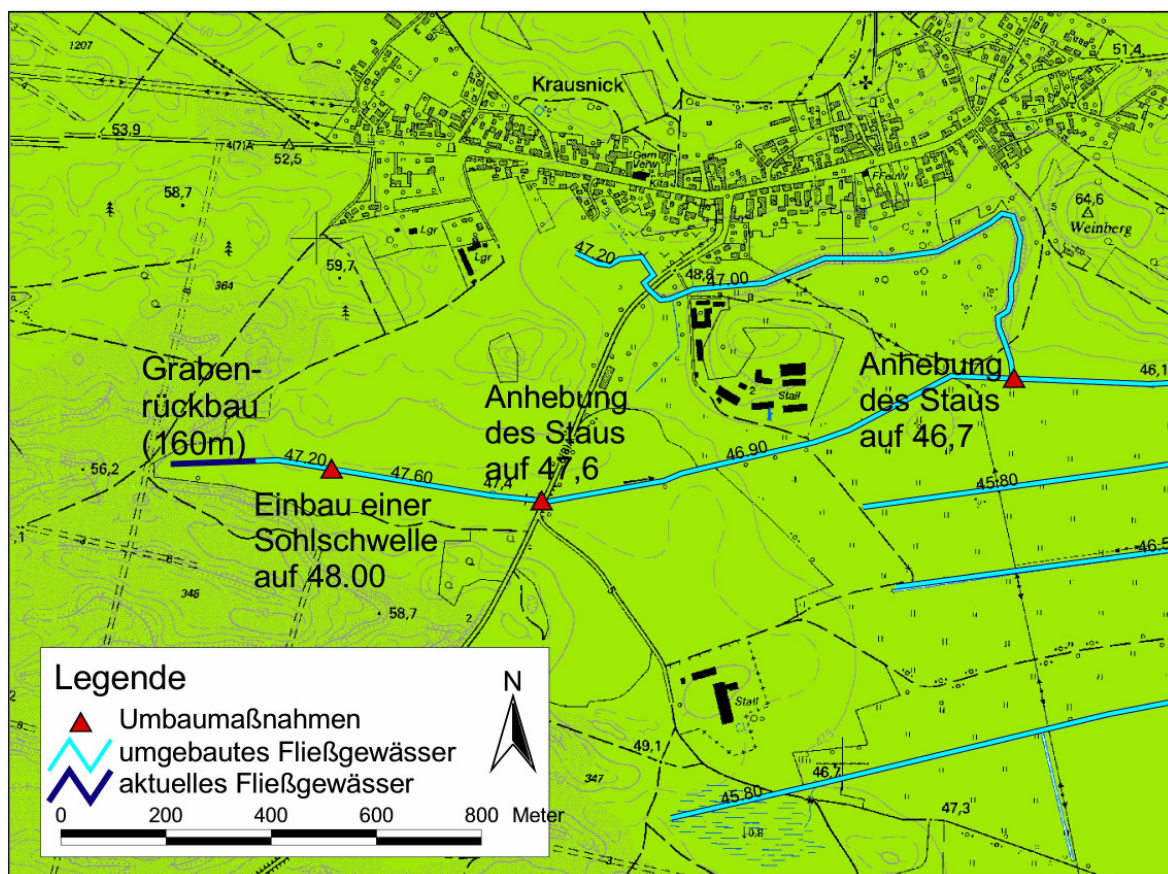


Abbildung 7-15: Geplante Umbaumaßnahmen am Graben L 47

Die Wirkung dieser Maßnahme wäre im Umkreis von maximal 2 km durch Grundwasserstandsanhörungen von mehr als 10 cm zu bemerken. Im Luchsee und in den angrenzen-

den Moorbereichen, sind diese Auswirkungen mit nur noch 5 cm berechnet worden und damit kaum noch nachweisbar (siehe Abbildung 7-16).

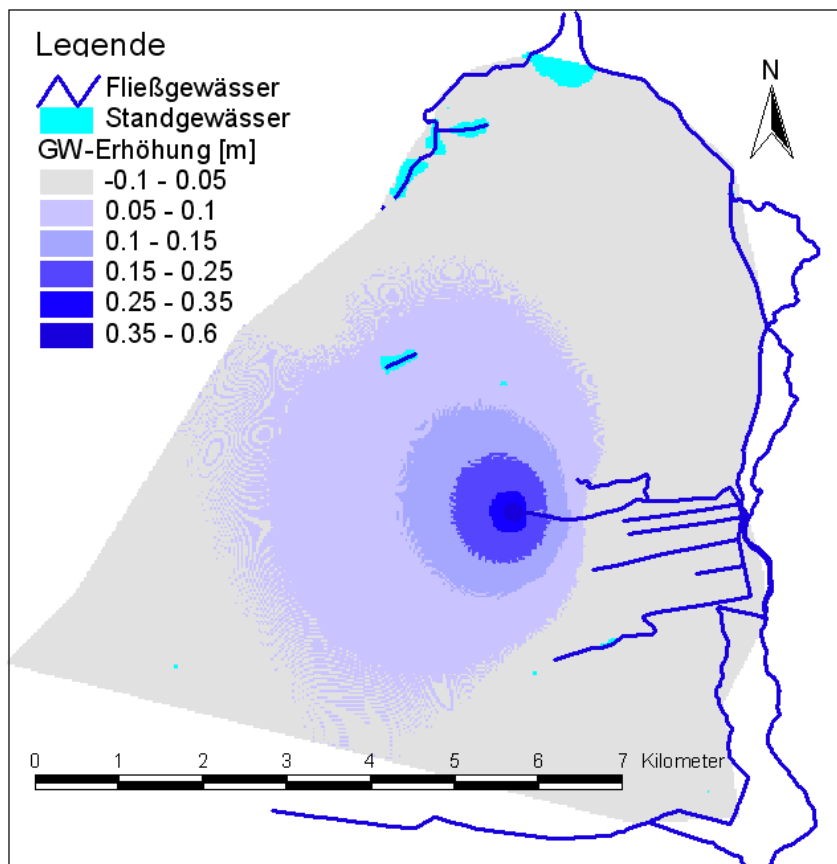


Abbildung 7-16: Auswirkungen der Umbaumaßnahmen am Graben L 47 auf die Grundwasserstände

Eine Betrachtung der Wirkung des Grabenrückbaus auf der Zeitachse ergab für die Grundwassermessstelle C2 (siehe Abbildung 7-17) eine Grundwassererhöhung gegenüber dem Ist-Zustand von maximal 40 cm in feuchten Perioden, während in trockenen Perioden eine Erhöhung von lediglich 10 cm bis 20 cm auszumachen war. Staue und Sohlschwellen haben ihre stärkste Wirkung also in den Feuchtperioden, wenn genug Wasser zur Verfügung steht.

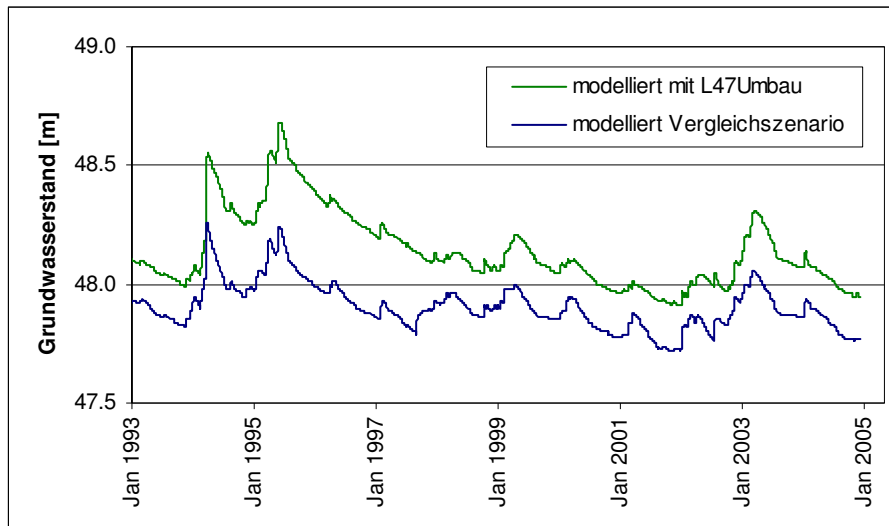


Abbildung 7-17: Grundwasserstandsanstieg an der Messstelle C2 durch Grabenumbau

### 7.2.3 Wasserstandsanhhebung benachbarter Seen

Die Heideseen haben sich in tief eingeschnitten glazialen Rinnen (Juschus 2001, Lembke 1936) entwickelt, in denen eine Anhebung des Wasserspiegels aufgrund des starken Reliefs leicht möglich ist. Durch ihre Nähe zum Luchsee wurde daher eine Wasserstandserhöhung in Erwägung gezogen, um den Abstrom aus dem Luchseegebiet mittels der angehobenen Grundwasserstände zu reduzieren.

In dem beschriebenen Szenario wurden die Seewasserstände um 1 m erhöht. Diese Erhöhung ist technisch machbar, steht aber nicht im Einklang mit den Bedürfnissen der Nutzer. Für die Modellierung wurde diese starke Erhöhung trotzdem herangezogen, um die maximal zu erzielende Wirkung darzustellen.

Wie die Ergebnisse in Abbildung 7-18 zeigen, wirken sich die erhöhten Grundwasserstände in allen Richtungen verschieden stark aus. Das ist auf die unterschiedlichen Durchlässigkeiten im Grundwasserleiter zurückzuführen: Zwischen Luchsee und Heideseen liegen stark gestauchte Endmoränen mit geringen Durchlässigkeiten, sodass die Wirkung in südliche Richtung schnell abebbt, während sich bis zu 10 cm angehobene Grundwasserstände noch in einer Entfernung von 1,5 km östlich der Seen zeigen. Der Luchsee wird von den erhöhten Grundwasserständen jedoch nicht erreicht, sodass diese Maßnahme nicht gegen die Moordegradierung eingesetzt werden kann.

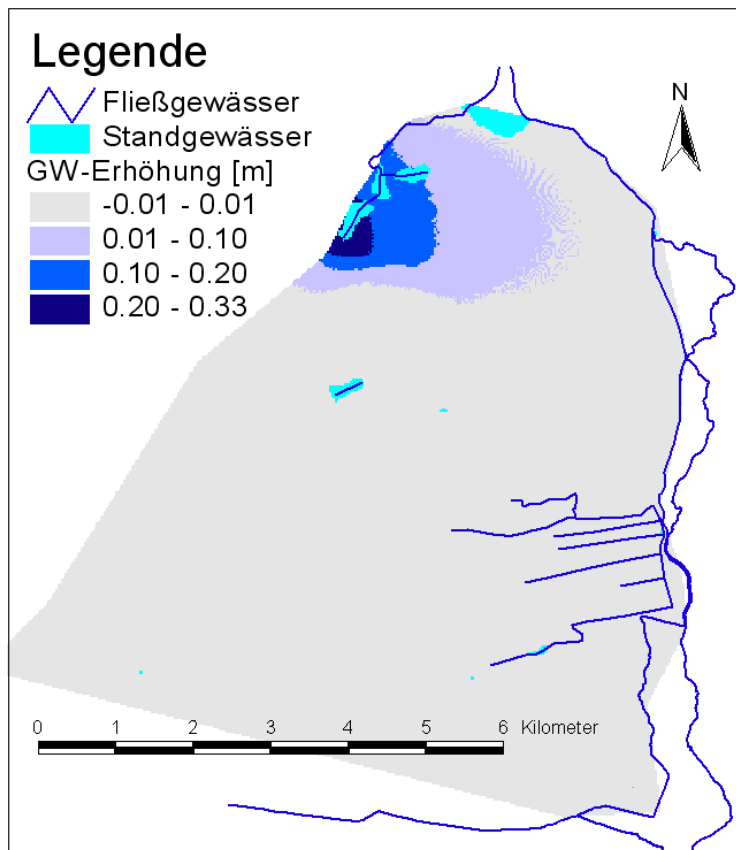


Abbildung 7-18: Einfluss einer Seewasserstandsanhebung auf den Grundwasserstand

Es bleibt also festzuhalten, dass eine Diskussion über eine nutzerverträgliche Seewasserstandserhöhung nicht zielführend ist und demzufolge nach anderen Maßnahmen gesucht werden muss.

#### 7.2.4 Waldumbaumaßnahmen

Eine Reduzierung des Wasserverbrauchs im morphologischen Einzugsgebiet (5 km<sup>2</sup>) des Luchsees ist durch den sogenannten „Waldumbau“ zu erwarten. Darunter ist eine Kombination aus der Umstellung des Kiefernreinbestandes auf einen Mischwaldbestand und eine Reduzierung der Bestockungsdichte (rot schraffierte Bereiche in Abbildung 7-19) zu verstehen. „Durch die räumliche Nähe der Maßnahme zum Luchsee können sich die erhöhten Grundwasserneubildungen direkt auf den Wasserhaushalt des Luchsees auswirken. Die geplanten Umbaumaßnahmen betreffen darum ausschließlich das morphologische Einzugsgebiet des Luchsees.“ (Mey et al. 2008).



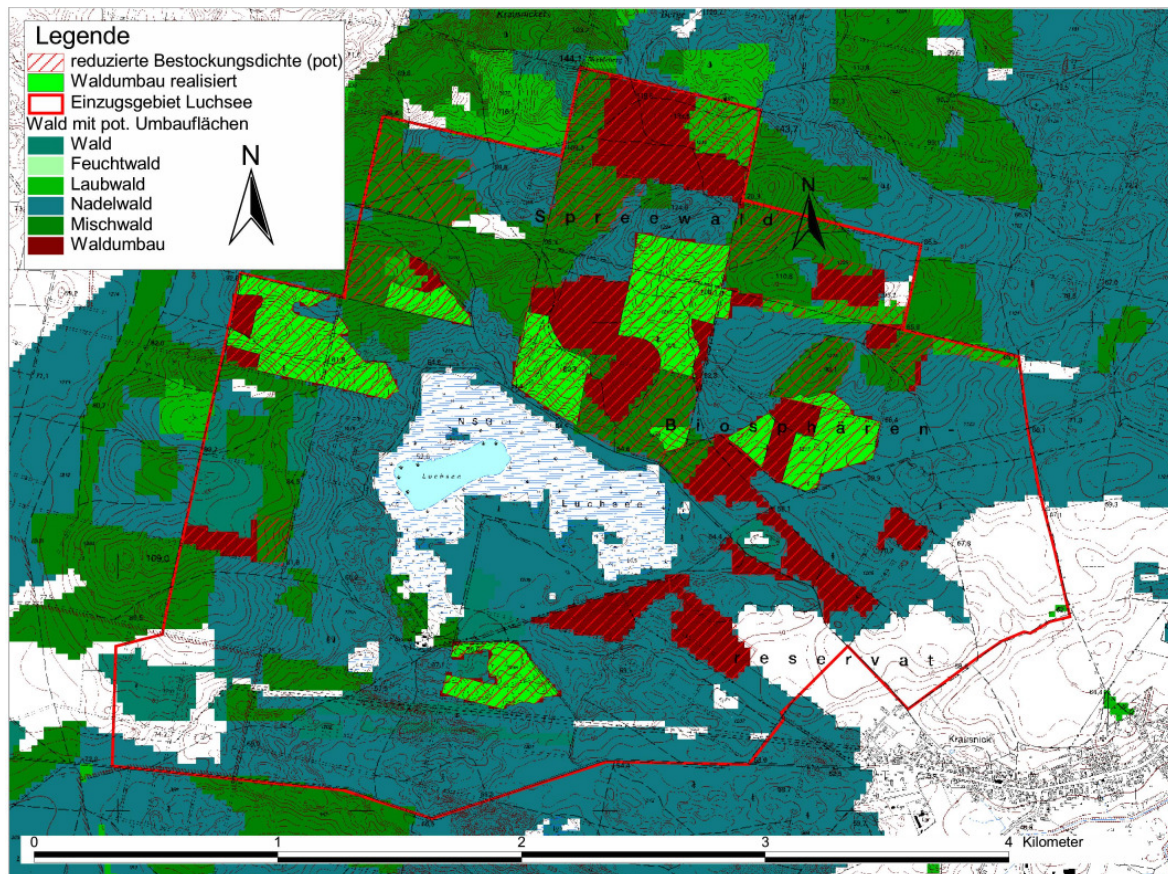


Abbildung 7-19: Waldgebiete mit bereits realisierten und potenziellen Waldumbauf Flächen  
(Quelle: Mey et al. 2008)

Die Wirkung des Waldumbaus auf den Wasserhaushalt wurde in zwei separaten Szenarien gerechnet. Dabei wurde zwischen den bereits umgebauten Waldgebieten und den potenziell möglichen Waldumbauf Flächen unterschieden. Die verschiedenen Waldtypen und Auflichtungsgrade wurden über verschiedene Zeitfunktionen der Blattflächenindizes für Laub- und Nadelbäume sowie über unterschiedliche Durchwurzelungstiefen und Bestockungsdichten abgebildet (siehe Zeitfunktionen im Anhang). Die Vegetationsentwicklung hätte ebenso über Zeitfunktionen allmählich geändert werden können, allerdings ist für die Beurteilung der Langzeitwirkung der durch den abgeschlossenen Waldumbau erreichte Zustand von Interesse, sodass das Ausgangs-Szenario dem Mischwald-Szenario gegenübergestellt wurde.

Abbildung 7-19 zeigt die Lage der bereits umgebauten Flächen (66 ha) und der potenziell als Waldumbaustandorte (75 ha) ausgewiesenen Flächen. Für die Bewertung der absoluten Auswirkung des Waldumbaus auf den Wasserhaushalt wurde das Szenario mit der gesamten Waldumbauf Fläche (141 ha) einem Szenario ohne Waldumbau gegenübergestellt.



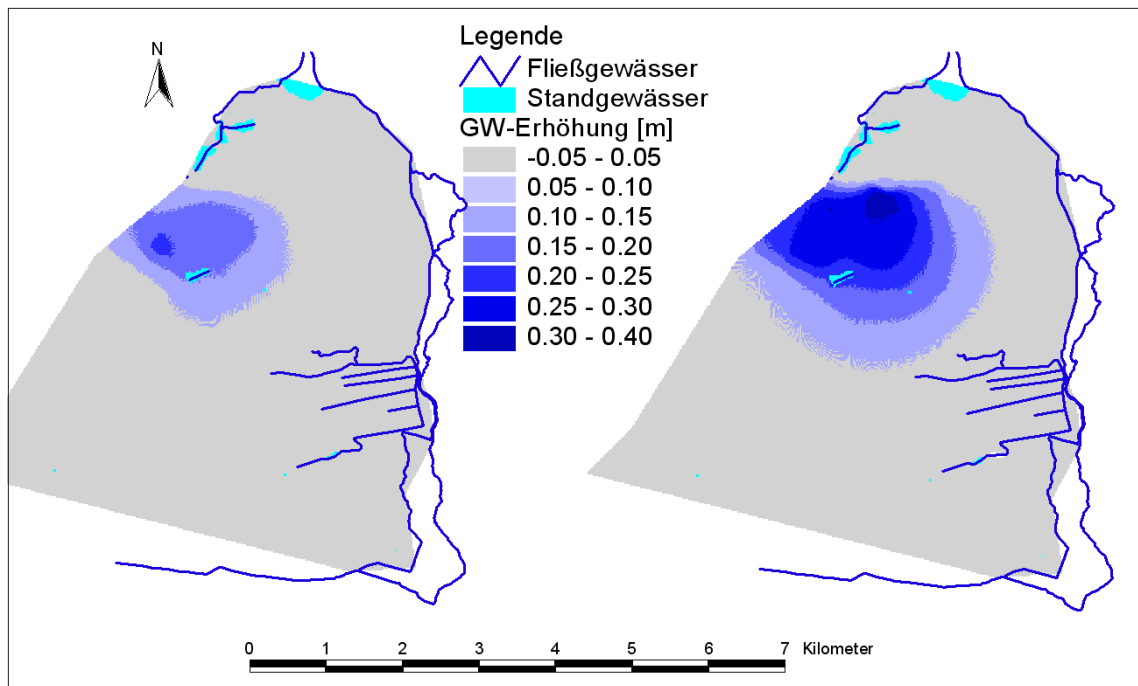


Abbildung 7-20: Grundwasserstandsanhhebung durch Waldumbaumaßnahmen

Durch den geringeren Wasserverbrauch der Vegetation steigt die Menge des versickern- den Wassers und damit die Grundwasserneubildung, die dann ihrerseits die Grundwas- serstände erhöht. Das Zentrum der Grundwasserstandserhöhung liegt unter den am stärksten umgebauten Bereichen.

Abbildung 7-21 zeigt die Wirkung des Waldumbaus über den Modellierungszeitraum anhand einer Gegenüberstellung des Grundwasserstands im Gebiet des Luchsees im Ist- Zustand mit dem Szenario des maximalen Waldumbaus.

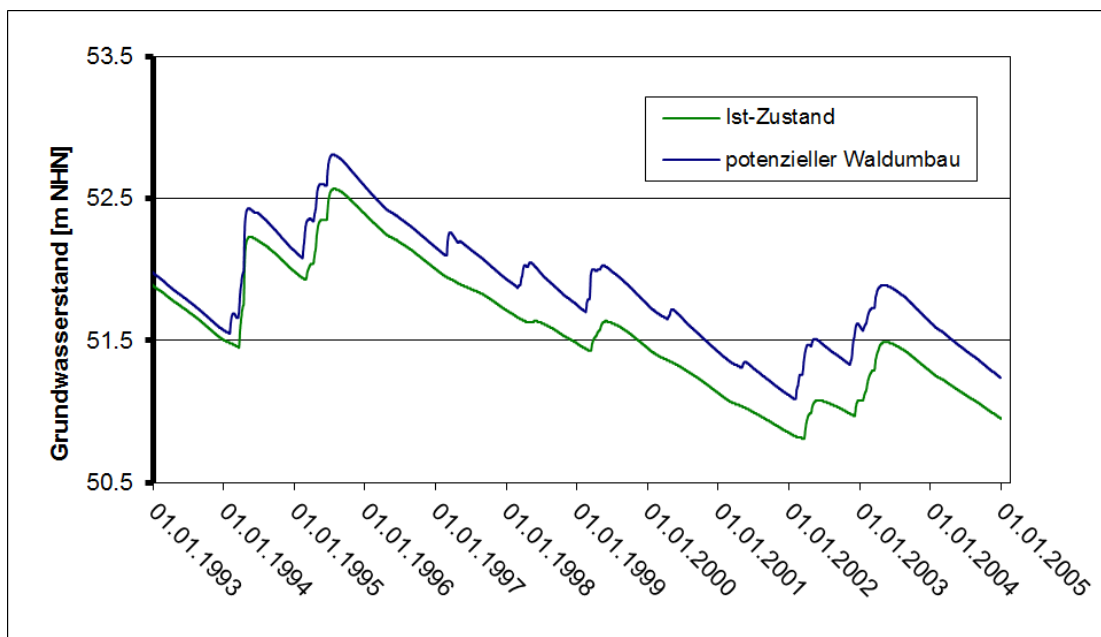


Abbildung 7-21: Grundwasserstandsanhhebung durch potenziellen Waldumbau gegenüber dem Ist-Zustand

Die Grundwasserganglinie des Ist-Zustands (grüne Linie) zeigt nur in besonders feuchten Perioden einen Anstieg, die blaue Linie des Waldumbau-Szenarios dagegen in jedem Winterhalbjahr. Die Differenz zwischen beiden Ganglinien erhöht sich mit der Zeit, da sich der Grundwasserspeicher durch die höheren Sickerwassermengen allmählich wieder auffüllt.

### **7.2.5 Grundwasserförderung durch das Wasserwerk Krausnick**

Im Zusammenhang mit den gesunkenen Wasserständen im Luchsee steht das Wasserwerk Krausnick immer wieder in der Diskussion und wurde daher im Rahmen der Maßnahmenszenarien hinsichtlich der Auswirkung verschiedener Fördermengen auf den Wasserhaushalt untersucht.

Die Grundwasserentnahme begann erst gegen Ende der 1980er Jahre mit geringen Fördermengen von etwa 100 m<sup>3</sup>/Tag. Anfang 2005 wurden die Entnahmen auf rund 450 m<sup>3</sup>/Tag erhöht und bis heute wieder auf 250 m<sup>3</sup>/Tag herabgesetzt. Genauere Werte standen nicht zur Verfügung; wären tägliche Fördermengen bekannt gewesen, hätten diese direkt ins Modell integriert werden können. Als „Worst-Case-Szenario“ wurde die Auswirkung der maximal genehmigten Förderrate von 800 m<sup>3</sup>/Tag untersucht. Aufgrund der Einfachheit des Grundwassermodells ASM kann die Tiefe der Entnahmebrunnen und die Lage der bindigen Schichten im Bereich des Grundwasserwerks nicht berücksichtigt werden. Die beiden Szenarien bilden also die Realität nicht genau ab, sondern dienen eher dazu, die Größenordnung der Auswirkung unterschiedlicher Fördermengen auf den Wasserhaushalt abschätzen zu können.

In der Abbildung 7-22 sind die Grundwasserstandsdifferenzen der beiden Szenarien zu einem Ausgangszustand ohne Grundwasserförderung dargestellt. Die farbliche Abstufung zeigt die Tiefe und Ausdehnung eines zu erwartenden Absenktrichters infolge der verschiedenen Fördermengen in einem homogenen Aquifer. Die tatsächliche Ausdehnung des Absenktrichters wird jedoch in dem teilgespannten Aquifer als geringer eingeschätzt.

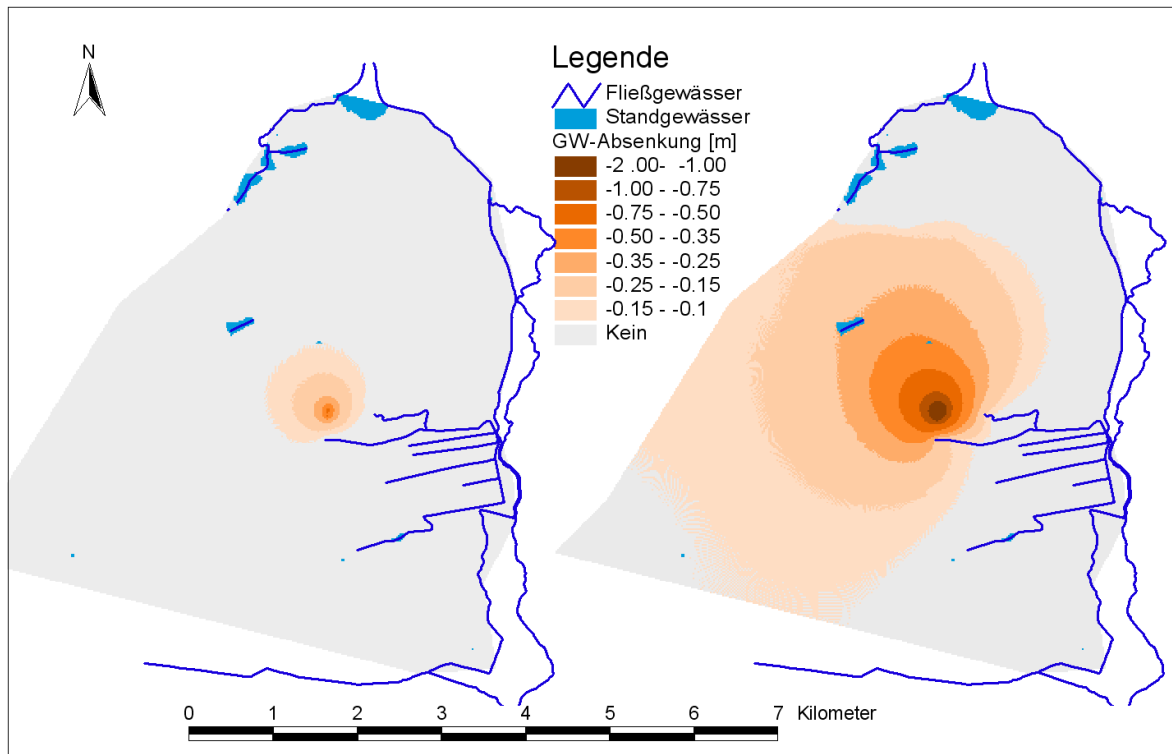


Abbildung 7-22: Ausdehnung der Grundwasserabsenkung mit verschiedenen Förderraten

Es ist zu erkennen, dass durch die aktuellen Fördermengen keine Beeinflussung des Luchsees und des ihn umgebenden Moores stattfindet, während eine Erhöhung auf die derzeit genehmigte Fördermenge bereits einen merkbaren Einfluss auf den Seewasserstand hätte und sich die Absenkttrichtertiefe etwa verdreifachen würde. Das belegen auch empirische Formeln zur Berechnung der Absenktiefen, in die die Fördermenge linear eingeht: d. h. eine Verdreifachung der Fördermenge (von 250 m<sup>3</sup>/Tag auf rund 800 m<sup>3</sup>/Tag) würde etwa eine dreimal so tiefe Absenkung nach sich ziehen. Eine Erhöhung der Fördermenge sollte also trotz der Genehmigung aus den 1980er Jahren, der noch ganz andere klimatische Bedingungen zugrunde lagen, nicht ohne umfangreiche vorherige Untersuchungen erfolgen. Aufgrund der hier gewonnenen Erkenntnisse werden die rechtlichen Schritte zu einer Reduzierung der genehmigten Fördermenge auf ein potenziell schadloses Maß derzeit geprüft.

In Abbildung 7-23 ist der Einfluss verschiedener Grundwasserfördermengen auf den Luchseewasserstand dargestellt. Die Wasserstandsdifferenzen infolge der verschiedenen Fördermengen sind in den trockenen Zeiten besonders deutlich, wohingegen in den feuchten Perioden die Unterschiede geringer werden, da die dann hohen Grundwasserneubildungen die unterschiedlichen Fördermengen besser ausgleichen können.

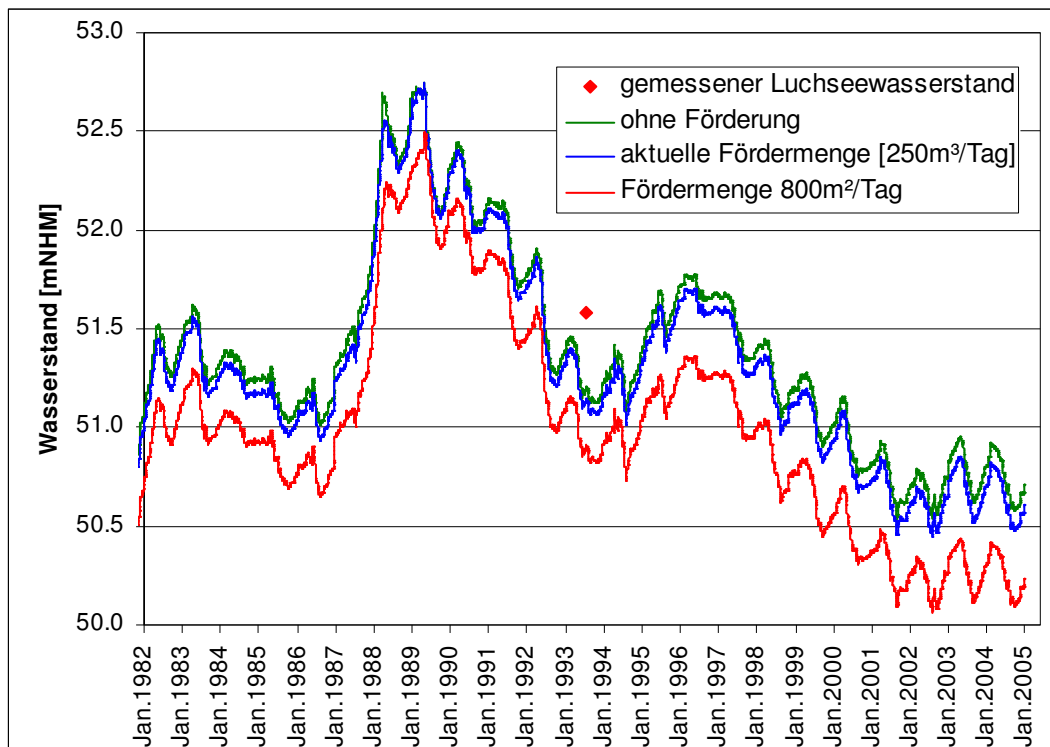


Abbildung 7-23: Einfluss der Förderrate auf den Wasserstand im Luchsee

### 7.2.6 Kombination von Maßnahmen zur Stärkung des Wasserhaushalts

Um die Effekte darzustellen, die die Kombination der verschiedenen Szenarien (Waldumbau auf den potenziell dafür vorgesehen Flächen, Rückbau des Meliorationsgraben L 47 und Einstellung der Grundwasserförderung) auf den Wasserhaushalt hätten, wurden diese in einem Best-Case-Szenario kombiniert: Die durch die Maßnahmen erhöhten Grundwasserstände überlagern sich und bilden einen großen gemeinsamen Einflussbereich mit mittleren Grundwasseranstiegen von bis zu 70 cm (siehe Abbildung 7-24). Im Moorbereich sind die Grundwasserstandserhöhungen mit 40 cm bis 50 cm zu erkennen. Auffällig daran ist, dass diese Erhöhung damit etwa doppelt so hoch liegt wie die Summe der in den Einzel-Szenarien berechneten Grundwasserstandserhöhungen. Die Maßnahmenkombination führt also zu höheren Grundwasseranhebungen als eine Addition aus den Einzelwirkungen ergeben würde. Das ist darauf zurückzuführen, dass die erhöhten Zehrungen infolge des gestiegenen Grundwasserspiegels (Wechsel von grundwasserfernen Flächen zu grundwassernahen Flächen) eine Grenze erreichen, durch geringere Flurabstände nicht weiter ansteigen können und sich so die positiven Wirkungen bestimmter Maßnahmen untereinander stützen.

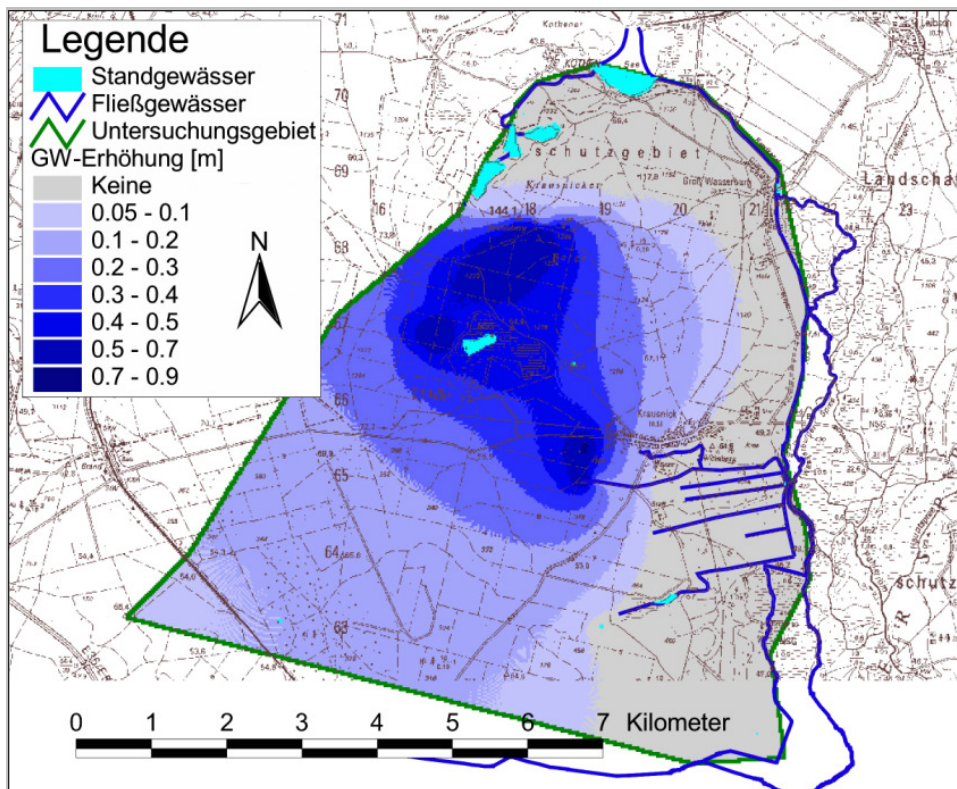


Abbildung 7-24: Grundwasserstandserhöhung infolge der Maßnahmenkombination

### 7.3 Zusammenfassung und Gegenüberstellung der Modellergebnisse

Die gemeinsame Simulation der Wasserbewegung in der ungesättigten Bodenzone und im Grundwasser und der Abflussbildung mit Berücksichtigung der Gewässerbewirtschaftung (Einleitungen und Stau) inklusive ihrer Wechselwirkungen untereinander ermöglicht die präzise Abbildung des Landschaftswasserhaushalts von Einzugsgebieten. Durch verschiedene Maßnahmenszenarien können durch künftige Eingriffe entstehende Veränderungen simuliert und im Vergleich zur heutigen Situation oder alternativen Bewirtschaftungsstrategien bewertet werden.

Ziel der Untersuchung im Lietzengrabengebiet war, eine geeignete Maßnahme zur Erhaltung der Feuchtgebiete als solche zu ermitteln. Die untersuchten Maßnahmen reichten von verschiedenen Abflusssteuerungen mittels Wehren bis hin zu Zusatzwasser-einleitungen. Zunächst wurde der Einfluss der ehemaligen Rieselfeldwirtschaft sowie der veränderten klimatischen Bedingungen auf die Abflussverhältnisse untersucht. Dabei wurde festgestellt, dass beide zusammen genommen den Abfluss um neun Zehntel reduzieren und dass die Abflussverhältnisse der 1970er Jahr nicht wiederherstellbar sind. Um aber dennoch die Mindestzuflussmenge zu bestimmen, die benötigt wird, um den Wasserbedarf der Teiche und Niederungen über den Sommer zu decken, wurde der Wasserverlust über Verdunstungen und Sohlversickerungen berechnet: Keines der berechneten Wehrsteuerungs-Szenarien gewährleistet den notwendigen Zufluss von ca. 50 l/s zur ganzjährigen Aufrechterhaltung der Seekörper. In sehr trockenen Sommermonaten ist daher die Einleitung von Zusatzwasser unumgänglich, die Wirkung kann aber nur bei geschlossenen Wehren im südlichen Einzugsgebiet voll ausgeschöpft werden.

Dementsprechend wird eine Maßnahmenkombination aus Einleitungen und saisonal unterschiedlichen Wehrsteuerungen empfohlen, über die die höchste Abflusserhöhung erzielt wurde.

Die Zielstellung im Luchseegebiet besteht darin, die fortschreitende Moordegradierung aufzuhalten. Die untersuchten Maßnahmen waren einerseits auf die Wasserstandsanhhebung benachbarter Gewässer, andererseits auf Nutzungsänderungen im Einzugsgebiet ausgerichtet. Beide haben hinsichtlich ihrer Effektivität und ihrer räumlichen Verteilung sehr unterschiedliche Auswirkungen auf den Landschaftswasserhaushalt: Der Waldumbau zeigte durch seine direkte Nähe zum Luchsee und dem ihn umgebenden Moor die positivsten Effekte der untersuchten Einzelmaßnahmen, da die Moor- und Seewasserstände im Moor direkt vom Wasserdargebot im Einzugsgebiet abhängig sind. Ein geringerer Einfluss wird dem Grabenrückbau und der Wasserstandserhöhung im Meliorationsgraben L 47 zugesprochen, dieser Einfluss würde sich durch eine Kombination mit dem Waldumbau verstärken. Kein Einfluss auf das Luchseegebiet zeigte sich durch die veränderten Wasserstände in den nördlich gelegenen Heideseen sowie durch die aktuelle Grundwasserförderung, lediglich eine starke Erhöhung der Grundwasserfördermenge könnte sich potenziell negativ auswirken.

Für die Planung lässt sich daraus schließen, dass der Waldumbau als Einzelmaßnahme nicht ausreicht, um die bereits gesunkenen Seewasserstände auf das Niveau der 1970er Jahre anzuheben. Stattdessen müssen Maßnahmenkombinationen vorgenommen werden, nur so lässt sich eine weitere Degradierung des Moores verhindern. Unter Einbeziehung der zunehmend trockener werdenden klimatischen Bedingungen bleibt die Situation des Luchsees aber höchst prekär.

Auch wenn der Anlass der Untersuchungen in beiden Gebieten die Erhaltung von Feuchtgebieten im Berlin-Brandenburger Raum war, so sind doch die möglichen Maßnahmen sehr unterschiedlich. Während im Lietzengrabengebiet eine Einflussnahme direkt über das Gewässer möglich ist, müssen im Luchseegebiet die Maßnahmen über die Reaktion des Grundwassers erfolgen, da der Luchsee selbst zu- und abflusslos ist. Die Wirkungen auf den Wasserhaushalt erfolgen daher im Luchseegebiet langsamer und sind von geringerem Ausmaß. Während im Lietzengrabengebiet Grundwassererhöhungen von bis zu 2 m berechnet wurden, waren es im Luchseegebiet nur wenige Dezimeter. Dies ist, wie auch im Kapitel 6.3 bestätigt wurde, auf den großen Einfluss der Fließgewässer auf das Grundwasser zurückzuführen.

---

## 8 Schlussfolgerung und Ausblick

In dieser Arbeit wurde ein Beitrag zur Modellierung von Wassermangelsituationen im Norddeutschen Tiefland und den dort relevanten hydrologischen Prozessen geliefert. An zwei Untersuchungsgebieten wurde ein breites Spektrum von Anwendungsbeispielen zur Verbesserung des Wasserhaushalts durch Wassermanagementstrategien dargestellt.

Die Modellierungsumgebung ArcEGMO ermöglicht durch den modularen Aufbau und die parallel zur Verfügung stehenden Berechnungsansätze ein breites Anwendungsspektrum für unterschiedliche Fragestellungen zur Simulation der hydrologischen Prozesse unter Berücksichtigung gebietsspezifischer Charakteristika. Für die beiden hier untersuchten hydrologisch unterschiedlichen Wassermangelgebiete (mit unterschiedlich genauen Input-Parametern) wurde jeweils ein Modell unter Nutzung der gleichen Softwarekomponenten aufgebaut. Für die Abbildung der Interaktionen zwischen den Wasserhaushaltskomponenten und der im Tiefland relevanten Prozesse wurde eine Modellkopplung aus dem Einzugsgebietsmodell ArcEGMO, dem Bodenwasserhaushalts- und Vegetationsmodell PSCN und dem Grundwassermodell ASM implementiert. Auch wenn die Problematik in beiden Gebieten ähnlich ist, so sind die beiden Praxisbeispiele doch hinsichtlich ihres jeweils im Vordergrund stehenden Interaktionspfades zwischen Oberflächenwasser und Grundwasser unterschiedlich. Während im Lietzengrabengebiet das verzweigte Fließgewässersystem maßgeblich den Wasserhaushalt beeinflusst, steht im Luchseegebiet die Interaktion benachbarter Gewässer über das Grundwasser im Vordergrund, denn der im Fokus der Untersuchung stehende Luchsee ist zu- und abflusslos. Weiterhin ist das Lietzengrabengebiet mit zahlreichen Grundwasser- und Oberflächenwassermessstellen gut untersucht, während im Luchseegebiet nur wenige Grundwassermessstellen zur Verfügung standen. Es wurde aber gezeigt, dass der Wasserhaushalt auch hinsichtlich der unterschiedlichen Qualität und Quantität der Input-Parameter in den beiden Gebieten mit dem gekoppelten Modell ArcEGMO-PSCN-ASM gut abgebildet werden konnte.

Die Kalibrierung wurde schrittweise an drei für die Interaktion mit dem Grundwassermodell relevanten Parametern durchgeführt. Der Einfluss dieser drei Parameter ( $k_F$ -Wert, Speicherkoeffizient, Leakagewert) wurde für beide Gebiete untersucht und miteinander verglichen. Durch Parameter-Variationen wurde die Sensitivität der Parameter auf die Modellergebnisse dargestellt. Die Modellgüte wurde mit Hilfe von verschiedenen Gütekriterien bewertet; diese lieferten jeweils unterschiedliche Aussagen über die Güte der Übereinstimmung zwischen gemessenen und modellierten Werten: So sind die mittleren quadratischen Abweichungen durchweg sehr gering, sagen aber nichts über das Verhältnis der Wertespanne von gemessenen und modellierten Werte aus. Daher wurden der Korrelationskoeffizient nach Person und der Nash-Sutcliffe-Koeffizient für die Bewertung mit herangezogen. Der Pearson-Koeffizient erzielte zwar bessere Korrelationen als der Nash-Sutcliffe-Koeffizient, bewertet aber nur die Amplituden innerhalb der Wertemenge der gemessenen und modellierten Größen, nicht aber deren absolute Werte, wie es der Nash-Sutcliffe-Koeffizienten tut. Während der Pearson-Koeffizient für viele Messstellen gute bis sehr gute Korrelationen auswies, konnten mit dem Nash-Sutcliffe-Koeffizienten meist nur mäßige Korrelationen berechnet werden.

Die Abweichungen zwischen modellierten und gemessenen Werten betreffen entweder gleichmäßig die gesamte Wertemenge oder sind auf Extremwerte oder bestimmte zeitliche Perioden begrenzt, was für die Qualität der Anpassung entscheidend ist, aber aus den Gütemaßen nicht abzulesen ist. Daher wurde zusätzlich die visuelle Auswertung herangezogen, in welcher die Abweichungen qualitativ bewertet und erklärt wurden. Insgesamt zeigte die Analyse, dass in heterogenen natürlichen Einzugsgebieten die quantitativen Qualitätsmaße für eine genaue Bewertung der Modellabweichungen und der daraus abgeleiteten Modellierungsgüte allein nicht ausreichen. Zusätzlich sollte immer eine visuelle Auswertung mit herangezogen werden, um die Art der Anpassungsgüte, sowie Schwachstellen eines Modells erkennen und bewerten zu können. Unter Berücksichtigung der räumlichen und zeitlichen Heterogenitäten in natürlichen Einzugsgebieten sowie Veränderungen durch anthropogene Eingriffe, die nicht alle im Detail bekannt sind (geschweige denn ins Modell integriert werden können), wurde die Abbildung des Wasserhaushalts der Untersuchungsgebiete mit dem Modell dennoch als hinreichend genau bewertet.

Wichtige, die Interaktion zwischen Oberflächenwassermodell und Grundwassermodell betreffende, Prozessabbildungen wurden anhand von verschiedenen Modellvariationen untersucht und in ihrer Wirkung auf den Wasserhaushalt analysiert. Der Einfluss des Grundwassers auf den Wasserhaushalt von Tieflandeinzugsgebieten spielt für die Interaktion zwischen Oberflächenwasser und Grundwasser eine wesentliche Rolle und steigt mit dem Anteil grundwassernaher Flächen im Gebiet. Im fließgewässergeprägten Lietzengrabengebiet zeigte die Untersuchung, dass der größte Einfluss auf Grundwasserneubildung und Grundwasserstände durch den Kontakt zwischen Fließgewässer und Grundwasser erzielt wird, da die Fließgewässer in weiten Teilen des Einzugsgebietes direkt mit dem Grundwasser in Verbindung stehen und somit die Grundwasserhöhe (einerseits als Anstrombasis, andererseits durch Infiltrationen) beeinflussen. Eine Reduzierung der Grundwasserneubildung auf grundwassernahen Standorten (in Fließgewässernähe besonders häufig) ist wiederum direkt von der Höhe der Grundwasserstände abhängig (Fließgewässer fungieren als stabilisierende Randbedingung für den Grundwasserstand). Wird der Kontakt zwischen Fließgewässern und Grundwasser im Tiefland nicht berücksichtigt, so kann dies zu großen Ungenauigkeiten bei der Berechnung von Grundwasserständen und Grundwasserneubildung führen. Der Einfluss der Vegetationsdynamik, des Kapillaraufstiegs und der Wasserstandsdynamik in Fließgewässern und Grundwasser, ist auf Gebietsebene vergleichbar gering, kann aber lokal große Auswirkungen haben und ist stark an die Gegebenheiten in den Einzugsgebieten gebunden. Insgesamt ergaben die Untersuchungen, dass die Notwendigkeit einer Modellkopplung für die Simulation der im Flachland relevanten Prozesse mit dem Anteil der grundwassernahen Flächen im Gebiet zunimmt.

Die Verwendung eines 2D-Grundwassermodells ist für annähernd homogene unbedeckte Grundwasserleiter ausreichend, da meist nur der obere Grundwasserleiter mit dem Fließgewässer in Kontakt steht. Dies trifft auf die beiden hier untersuchten Gebiete zu. Erst wenn die Oberflächengewässer so tief im Gelände eingeschnitten sind, dass ein tiefer liegender, bedeckter Grundwasserleiter angeschnitten wird, ist eine Differenzierung in verschiedene Grundwasserleiter für die korrekte Modellierung des Oberflächenwassers notwendig. Für solche komplexeren Grundwassersysteme stehen in der Modellierungs-



umgebung ArcEGMO auch Kopplungen mit 3D-Modellen zur Verfügung: So wurden für die Lausitzer und Mitteldeutschen Bergbaugebiete Kopplungen mit MODFLOW und PCGEOFIM entwickelt und erfolgreich eingesetzt (Chmielewski et al. 2009, Mey et al. 2010). Die notwendigen Eingangsdaten für die Abbildung mehrstöckiger Grundwassermodelle sind jedoch nur in gut untersuchten Gebieten erhältlich und auch dort teilweise mit Unsicherheiten behaftet.

Die Zeitschrittweite bei der Modellierung kann für das Oberflächenwassermodell und das Grundwassermodell unterschiedlich gewählt werden. Sinnvoll ist eine geringere Zeitschrittweite im Oberflächenwassermodell, da hier Reaktionen auf Input oder Output Wassermengen schneller erfolgen als im träger reagierenden Grundwassermodell. So wurde das Oberflächenwassermodell in Minutenzeitschritten, das Grundwassermodell in Stundenzeitschritten berechnet. Da die meteorologischen Inputgrößen nur als Tagesmittelwerte eingelesen werden, ist über die gewählte höhere zeitliche Auflösung jedoch kein Tagesgang modellierbar und die Ausgabe der Ergebnisgrößen ist auch nur im Tageszeitschritt sinnvoll. Die hohe zeitliche Auflösung bei der Modellierung dient lediglich der Vermeidung von Schwingungen. Über den stündlichen Austausch zwischen Grundwasser- und Oberflächenwassermodell ist gewährleistet, dass sich im Laufe eines jeden Tages ein Gleichgewichtszustand zwischen Grundwasser und Oberflächenwasser einstellt. Zusätzlich reduzieren die kleinen Rechenzeitschritte den Einfluss von Startwerten (z. B. Bodenfeuchte, Anfangswasserstände in Grundwasser und Fließgewässer), der von Zehe et al. (2005) für eine CATFLOW-Modellierung im Weiherbachgebiet als nicht unerheblicher Unsicherheitsfaktor für die berechneten Abflüsse festgestellt wurde. Neben der zeitlichen Differenziertheit der Modellschrittweite spielt auch die räumliche Auflösung der Modellzellen eine wichtige Rolle. So belegen Scibek & Allen (2006) für das Grand Einzugsgebiet (Ontario), dass die räumliche Verteilung der Grundwasserneubildung stärker variiert als ihre jährlichen Abweichung vom Mittelwert und daher von großer Wichtigkeit für die Modellierung des Einflusses von Klimaänderungen auf den Grundwasserstand ist.

Die räumliche Auflösung von Oberflächenwassermodell und Grundwassermodell wurde identisch gewählt, so dass die Rasterzellen beider Modelle einander 1:1 zugeordnet werden konnten. Der Vorteil ist hierbei, dass eine direkte Übergabe der Austauschgrößen zwischen den beiden Modellen möglich ist und keine Übertragungsroutine benötigt wird. Nachteilig hingegen ist einerseits, dass die hohe räumliche Genauigkeit, die durch die Nutzung von Polygondaten in ArcEGMO möglich ist, mit der Aufteilung in Rasterzellen verloren geht und andererseits, dass die höhere Auflösung die das Oberflächenwassermodell aufgrund der Eingangsdaten benötigt im Grundwassermodell zu längeren Rechenzeiten führt. Eine Kopplung zwischen einem polygondatenbasierten Oberflächenwassermodell und einem rasterbasierten Grundwassermodell wäre theoretisch möglich, eine Umsetzung wurde aber bislang nicht in das Modellierungssystem ArcEGMO implementiert, da die Übergabe der Austauschgrößen zwischen unterschiedlichen Flächenausprägungen inhaltlich als problematisch angesehen wird. Die Übergabewerte des einen Modells müssten jeweils auf die Raumeinheit des anderen Modells gemittelt werden, was zu Bilanzunreinheiten oder unrealistischen Mittelbildungen vor allem beim gemeinsamen Auftreten von Quell- und Zehrflächen in derselben Grundwasserrasterzelle führen könnte.

Auch die Mittelung von Höhenwerten aus demselben DGM auf die unterschiedlichen Raumeinheiten der beiden Modellteile könnte leicht zu Unstimmigkeiten führen.

Um den Generalisierungsverlust trotz derselben Raumaufteilung in Rasterzellen für beide Modelle so gering wie möglich zu halten, wurden in den beiden Modellgebieten möglichst kleine Raster mit einer Kantenlänge von 25 m verwendet. Damit können Gebiete mit einer Größe bis zu ca. 100 km<sup>2</sup> praktikabel modelliert werden. Bei größeren Gebieten werden mit dem hier verwendeten Ansatz und einer vergleichbaren räumlichen und zeitlichen Auflösung bereits Rechenzeiten von mehreren Tagen benötigt. Die Rechenzeiten können nur verkürzt werden, indem man die Rasterzellen vergrößert oder die Zeitschrittweite heraufsetzt. Eine gröbere räumliche Auflösung mindert jedoch die Abbildbarkeit von kleinteiligen Landschaftsausprägungen (z. B. Kleingewässer), die aber gerade in der praxisbezogenen Anwendung von hohem Interesse sind.

Weiterhin hat nicht nur die räumliche Auflösung, sondern auch die Lage der abzubildenden Elemente (wie z. B. Fließgewässer) zu den Rasterzellen einen Einfluss auf Ergebnisgrößen. So ist die Größe der Austauschfläche zwischen Oberflächengewässer und Grundwasser unter anderem von der Anzahl der definierten Fließgewässerrasterzellen abhängig, die je nach Lage des Fließgewässers leicht differieren kann, wie in Abbildung 8-1 dargestellt ist. Derselbe Fließverlauf mit derselben Lauflänge kann mehr oder weniger Raster berühren, was im Modell die Austauschfläche und damit die Austauschrate erhöht bzw. reduziert. Hier sind also potenziell Fehler möglich, die aber durch die hohe räumliche Auflösung möglichst gering ausfallen sollten. Auf Einzugsgebietsebene können sich diese Fehler durch Über- und Unterschätzungen gegenseitig aufheben.

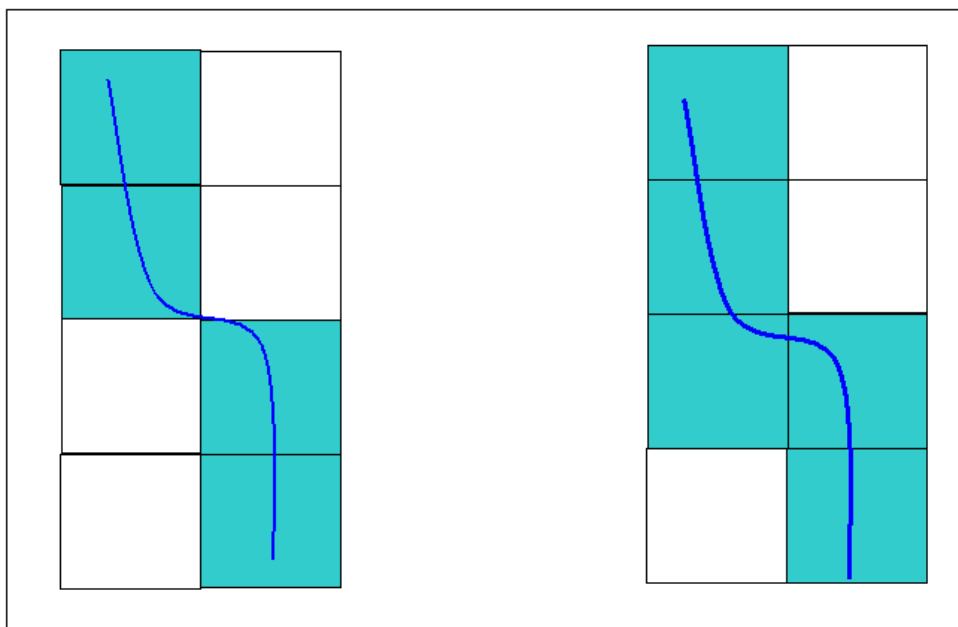


Abbildung 8-1: Kopplungszellen Oberflächengewässer mit Grundwasser

Eine weitere Fehlerquelle ergibt sich für die Modellierung der Interaktion zwischen dem Grundwasser mit den Seen, dadurch dass die Grundfläche, über die der Austausch erfolgt, unabhängig vom Seevolumen gleich bleibt. Zwar ändert sich die Austauschrate in

Abhängigkeit des Seewasserstandes, die Ausdehnung des Sees ändert sich bei dem hier verwendeten Ansatz jedoch nicht. Bei geringen Schwankungen um den mittleren Seewasserspiegel ist dieser Fehler kaum nachweisbar, bei Extremsituationen (Überschwemmungen oder Austrocknen) nimmt er jedoch zu. Meist treten derartige Extremsituationen aber nur kurzzeitig auf, sodass der Fehler vernachlässigbar klein bleibt. Besonders für flache Seen, wie sie in den beiden Untersuchungsbeispielen vorkommen, ist der Fehler auch in Extremsituationen gering. Gebieten, in denen es dagegen zu starken Änderungen der Seeflächengrößen kommt, muss diese mögliche Fehlerquelle besonders berücksichtigt werden. In ehemaligen Bergbaugebieten, wo durch die allmähliche Auffüllung der Tagebaurestlöcher mit Grundwasser Seenlandschaften neu entstehen, spielen variable Seegrößen z. B. eine wesentlich größere Rolle als in den hier untersuchten verhältnismäßig unbeeinflussten Gebieten. So wurden beispielsweise zur Modellierung ehemaliger Bergbaugebiete Mitteldeutschlands, in den bereits erwähnten Modellkopplungen ArcEGMO-PCGEOFIM und ArcEGMO-MODLFOW, die statischen Seegrößen durch dynamische Seegrößen ersetzt. Dies wurde möglich, indem für den Austausch zwischen Oberflächengewässer und Grundwasser nur Modellzellen herangezogen wurden, in denen der jeweilige Grundwasserstand über der Geländehöhe lag (Chmielewski et al. 2009, Mey et al. 2010).

Der in dieser Arbeit für die Austauschmenge zwischen Fließgewässer und Grundwasser verwendete Leakageansatz unterscheidet zwischen In- und Exfiltration (Abbildung 8-2, Figur b) und entspricht damit nicht dem einfachsten rein linearen Ansatz (Abbildung 8-2, Figur a) nach Rushton & Tomlinson (1979).

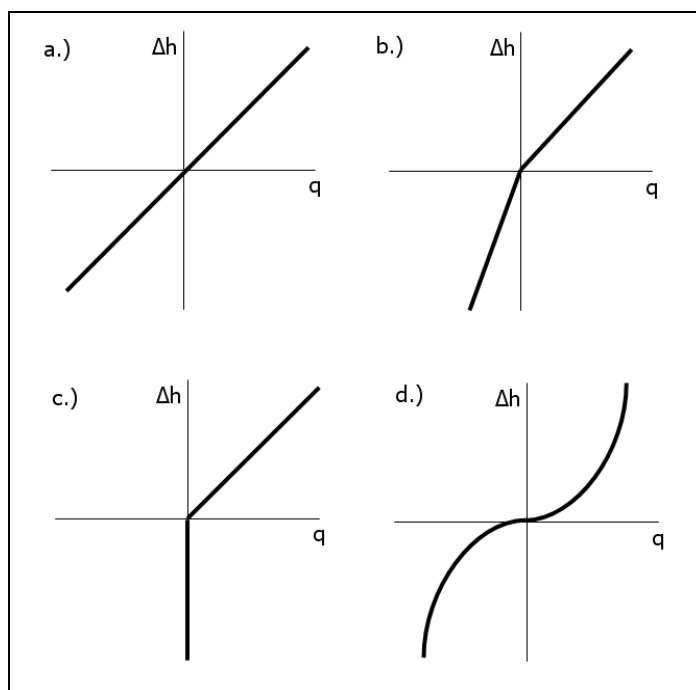


Abbildung 8-2: Verschiedene Beschreibungen des Wasserflusses ( $q$ ) zwischen Fließgewässer und Grundwasser als eine Funktion der Wasserstandsdifferenzen ( $\Delta h$ ) zwischen beiden Medien (nach Rushton & Tomlinson 1979)

Er ist aber dennoch eine starke Vereinfachung bei der Beschreibung des von vielen Faktoren abhängigen Fließwiderstandes des Gewässerbetts. Eine Modellverbesserung könnte z. B. durch die Vorgabe einer Funktion zur Berechnung wasserstandsabhängiger Leakagefaktoren erfolgen, wodurch der Wechsel zwischen der stärker kolmatierten Sohle und den besser durchlässigen Uferbereichen fließend abbildbar wäre, wie es in Abbildung 8-2, Figur d dargestellt ist. Angesichts der von Constantz et al. (1994) und Blaschke et al. (2002) beobachteten Größenordnung der temperaturabhängigen Änderung der Durchlässigkeiten erscheint es sinnvoll, diese ebenfalls bei der Ermittlung der Austauschmenge zu berücksichtigen. Neben der Temperaturabhängigkeit wurden auch Organismen (biologischer Abbau) und Fließgeschwindigkeiten (Erosion und Sedimentation) als die Verursacher von Veränderungen der Durchlässigkeit ausgemacht (Ibisch 2004, Blaschke et al. 2003, Cunningham et al. 1997, Schälchli 1993). Derartige Erkenntnisse sind jedoch nicht direkt auf andere Einzugsgebiete zu übertragen, da der Aufbau der Kolmationsschicht und die Verbreitung bestimmter Organismen eine wesentliche Rolle für den Fließwiderstand dieser Zone spielen. Modellierungen mit dynamisch berechneten Fließwiderständen in Abhängigkeit von mehreren Faktoren müssen also zusätzliche Untersuchungen vorausgehen, die den Zusammenhang zwischen den Faktoren und der Durchlässigkeit genauer zu verstehen helfen. Dennoch kann unter Einbeziehung aller denkbaren Faktoren mit diesem vereinfachten Ansatz nicht die z. B. von Bruen & Osman (2004) erzielte Genauigkeit eines physikalischen Ansatzes zur Simulation der hyporheischen Zone ersetzt werden. Für die Modellierung einzelner Fließgewässerabschnitte sind die physikalischen Ansätze die genauesten, detaillierte Betrachtungen der Wechselwirkung zwischen Fließgewässer und Grundwasser anzustellen. Auf Einzugsgebietsebene, wo eine große Anzahl an Fließgewässerabschnitten berücksichtigt werden muss, sind diese aber derzeit noch nicht praktikabel.

Ähnlich verhält es sich mit der vereinfachten Abbildung der Abflüsse über einen hydrologischen Ansatz verglichen mit der Abbildung über einen genaueren hydraulischen Ansatz. Der Ansatz nach Kalinin-Miljukov (Rosemann & Vedral 1971), wie er hier zur Berechnung der dynamischen Abflussmengen eingesetzt wurde, konnte unter Einbeziehung der Gewässerprofile und Rauigkeiten auch zur Ermittlung der für den Austausch mit dem Grundwasser notwendigen Fließgewässerwasserstände genutzt werden. Für eine detaillierte Abbildung des Fließgeschehens in den Gewässern ist er jedoch nicht geeignet. So kann mit dem hydrologischen Ansatz z. B. die Geschwindigkeitsverteilung im Fließgewässer oder ein Wechsel der Fließrichtung während eines Modelldurchlaufs nicht dargestellt werden.

Eine Möglichkeit zur Abbildung des Rückstaus über mehrere Fließgewässerabschnitte konnte durch Erweiterung des Kalinin-Miljukov-Ansatzes gefunden werden. Durch die Einbeziehung des Rückstaus an Hindernissen (Sohlschwellen, Stauen und Wehren) wird der Wasserstand dabei in den oberhalb gelegenen Fließgewässerabschnitten bis zur Stauwurzel erhöht, was den Austausch mit dem Grundwasser lokal stark verändert. Vereinfachend könnte der Rückstaubereich auch mit statisch vorgegeben Wasserständen auf Höhe des Rückstaelements modelliert werden, allerdings könnten dann natürliche Schwankungen (also auch ein Abfallen unter die Stauhöhe) nicht simuliert werden, wodurch letztlich der Wasserverlust aus dem Gewässer zum Grundwasser überschätzt würde. Sobald Rückstaelemente mit ihrer Wirkung auf Grundwasser und Abflussverhal-

ten in den Fließgewässern präzise simuliert werden sollen, wie es in praxisbezogenen Fragestellungen häufig der Fall ist, sollte also eine dynamische Abbildung des Rückstaus im Modell gewährleistet sein. Insbesondere für das Lietzengrabengebiet war dies eine dringende Voraussetzung, um die Wirkung der Wehre im Einzugsgebiet darstellen zu können. Im Untersuchungsgebiet des Luchsee-einzugsgebietes war die Abbildung des Rückstaus lediglich für die Gräben im Poldergebiet erforderlich, da alle anderen Vorfluter Randgräben sind.

Randgräben können im Oberflächenmodell nicht dynamisch berechnet werden, da ihre Teileinzugsgebiete nicht vollständig im Modellgebiet erfasst werden und somit ihr Abflussvolumen nicht aus den Abflussbildungsgrößen ihres zugehörigen Teileinzugsgebietes ermittelt werden kann. Folglich ist es notwendig, die Abflussmenge der Randgewässer entweder durch bekannte Einspeisungsmengen am Modellrand oder durch vorgegebene Wasserstände (Randbedingung 1. Art) abzubilden. Dabei können Bilanzunreinheiten auftreten, wenn diese Gewässer einen höheren Wasserstand haben als das Grundwasser und daher das Grundwasser permanent speisen, ohne dass ihre Wasserstände durch den Verlust reduziert würden. Zur Erhaltung der Bilanzreinheit sollten diese Gewässerabschnitte wenn möglich als „nicht reinfiltrierend“ charakterisiert werden, was bedeutet dass sie zwar vom Grundwasser gespeist werden, ihrerseits aber kein Wasser an das Grundwasser abgeben können. Die Interaktion zwischen Grundwasser und Oberflächenwasser erfolgt dann nur einseitig. Zuvor muss jedoch geprüft werden, ob die Abbildung als rein effluenten Fließgewässer der Realität entspricht. Im Fall der Randgräben im Luchseegebiet war die Reduzierung auf eine einseitige Interaktion zulässig, da sie vom Grundwasser angeströmt werden und zudem die Fließgewässerwasserstände, bedingt durch den Einstau im Staugürtel des unteren Spreewalds, keine großen Schwankungen aufweisen.

Wie die Untersuchungen zur Modellkopplung gezeigt haben, ist der Einfluss der Oberflächengewässer auf den Wasserhaushalt und das Grundwasser am größten. Die zweitgrößte Auswirkung auf die berechneten Grundwasserstände und Sickerwassermengen zeigt die Interaktion zwischen Bodenwasser und Grundwasser, diese ist damit noch einflussreicher als die Wirkung der dynamischen Wasserstände. Dennoch wurde in der Vergangenheit die gekoppelte Modellierung von Grundwasser und Oberflächenwasser häufig auf den Austausch zwischen Grundwasser und Fließgewässer reduziert. Mit dem hier eingesetzten Mehrschicht-Kapazitätsmodell konnte dagegen das schrittweise Durchsickern der einzelnen Bodenschichten und der Entzug über die Evapotranspiration bis in bestimmte Bodentiefen gut abgebildet werden. Allerdings wird der Hysterese-Effekt, der bei der Befeuchtung und Entwässerung von Böden auftritt, durch das Modell derzeit noch nicht simuliert. Um dies zu erreichen müsste eine nichtlineare Speicherkaskade eingesetzt werden, die in Abhängigkeit von der Bodenfeuchteveränderung den Füllungs- und Entleerungsvorgang mit getrennten Formeln beschreibt. Einen nicht unwesentlichen Einfluss zeigt auch die Berücksichtigung des Kapillaraufstiegs auf die Modellergebnisse. Der Kapillaraufstieg ist von den Korngrößen und den Porenzwischenräumen abhängig. Je größer die kapillare Aufstiegsrate, desto mehr Wasser kann dem Grundwasser entzogen werden, sobald die überlagernden Bodenschichten nicht gesättigt sind. Je höher die kapillare Aufstieghöhe ist, aus desto tieferen Bodenschichten kann der Aufstieg erfolgen. Die kapillaren Aufstieghöhen und Aufstiegsraten für die verschiedenen Bodenarten

werden dabei der Bodenkundlichen Kartieranleitung entnommen. Eine Modellierung mit dem Richards-Ansatz, mit welchem die Bodenwasserbewegung in Abhängigkeit von Druckpotenzialen simuliert wird, bildet den Kapillaraufstieg physikalisch ab, ist aber auf Einzugsgebietsebene derzeit noch nicht praktikabel. Zudem ist bei diesen Ansätzen die Berücksichtigung von Vegetationseinflüssen und Landnutzungsänderungen noch in den Anfängen.

Da die Modellierung von Wassermangelsituationen und möglicher Maßnahmen zu ihrer Bekämpfung im Fokus dieser Arbeit standen, lag ein Schwerpunkt auf der praktikablen Anwendbarkeit der hier vorgestellten Modellkopplung und dessen Einsatz in verschiedenen Untersuchungsgebieten. Dass das verwendete Modell vielseitige Möglichkeiten zur Abbildung von Managementstrategien und Bewirtschaftungsmaßnahmen in Wassermangelgebieten bietet, wurde an den zwei praxisorientierten Untersuchungen gezeigt.

Während im Bereich des Hochwassermanagements bereits gute Planungsgrundlagen vorliegen (Becker & Sinaba 2009), bestehen hinsichtlich der Bekämpfung von Wassermangelsituationen noch viele Unsicherheiten. Ferner müssen die bereits geplanten oder eingesetzten Maßnahmen häufig noch auf ihren Wirkungsgrad erprobt werden. All dies macht die Modellierung von Niedrigwassersituationen zu einem innovativen und herausfordernden Forschungsgegenstand.

Für die erfolgreiche Modellierung von Managementstrategien zur Optimierung des Wasserhaushalts im Einzugsgebiet durch anthropogene Eingriffe in das Fließgewässer einerseits und über Landnutzungsänderungen andererseits wurde gezeigt, dass folgende Prozesse mit dem Modell abbildbar sein müssen:

- das räumlich differenzierte Fließgewässernetz mit Zusammenflüssen und Verzweigungen sowie durchflossenen Seekörpern,
- Bewirtschaftungsmöglichkeiten (hier: Wasserstandsanhhebung durch Staue, Einleitungen, Fließwegveränderung) im Fließgewässer,
- dynamische Vegetationsänderung und
- Bodenwasserbewegung durch verschiedene Bodenschichten.

Veränderungen im Landschaftswasserhaushalt werden über Landnutzungsänderungen (z. B. Flächenstilllegung oder Waldumbau) und die Beeinflussung des Bodenwassers oder Grundwassers (z. B. durch die Reduzierung von Meliorationsmaßnahmen, einem Wasserrückhalt in der Landschaft oder im negativen Sinne durch Grundwasserentnahmen) erzielt.

Die Änderung von Landnutzungen geschieht teilweise abrupt (Abholzung, Auflichtung), meistens jedoch allmählich. Gerade der hier untersuchte Waldumbau vollzieht sich über längere Zeiträume, ebenso das Zuwachsen von Offenflächen. Der Wechsel von Anbaumethoden oder die Stilllegung von Ackerflächen kann dagegen auch in kürzeren Zeiträumen erfolgen. In den hier vorgestellten Modellbeispielen wurden die langfristigen Änderungen in Szenarien abgebildet und die Veränderung gegenüber dem Ausgangszustand betrachtet, während kurzfristige Änderungen über Zeitfunktionen der entsprechenden Parameter simuliert wurden. Dabei wurde z. B. auch die Vegetationsentwicklung im Jahresgang mit dargestellt. Die höhere Genauigkeit, die diese Abbildung gegenüber einer Modellrechnung mit statischen Vegetationsparametern hat, wurde im Kapitel 6.6 erläutert. Die Darstellung eines umfassenden Wechsels aller Vegetationsparameter (also von einer

zur anderen Landnutzung) ist über diesen Ansatz nur begrenzt möglich. Mit einem generischen Vegetationsmodell, wie dem VEGEN-Ansatz in PSCN zur Abbildung der durch Wärme-, Wasser- und Nährstoffangebot gesteuerten Vegetationsentwicklung, können zwar natürliche Vegetationsveränderungen abgebildet werden, für die von außen (meist anthropogen) initiierten Änderungen müssten aber ebenfalls Vorgaben gemacht werden. Im Falle wechselnder Anbaufolgen im landwirtschaftlichen Bereich ist dies über eine Vorgabe von Fruchtfolgen problemlos möglich; diese verlangen allerdings wieder eine Reihe von Parametern, die für viele Einzugsgebiete nicht detailliert genug vorliegen.

Hinsichtlich der Abbildbarkeit von Managementmaßnahmen in Einzugsgebieten bietet die hier verwendete Modellkopplung vielseitige Möglichkeiten. Die Fülle der Maßnahmenkonzepte, welche mit ArcEGMO auf den unterschiedlichen Ebenen abbildbar sind, konnten zwar anhand der beiden Untersuchungsgebiete nicht alle vorgestellt werden, aber schon die hier aufgeführten Beispiele zeigen bereits die vielfältigen Einsatzmöglichkeiten: Diese betreffen einerseits die direkten Gewässerbewirtschaftungsmaßnahmen durch Staue, Gewässeraufteilung oder Überleitungen, Einleitungen und Entnahmen, andererseits die indirekten Maßnahmen, die über die Boden- und Grundwasserpassage auf die Gewässer wirken. Für die Modellierung von Staumaßnahmen bestehen umfangreiche Anwendungsmöglichkeiten durch die Vorgabe von Überlaufhöhen oder variablen Stauhöhen mit integrierten Abzweigungen. Weiterhin können auch Sohlsschwellen und Sohlgleiten in das Modell integriert werden. Über diese kann das Umlenken von Fließgewässern, aber auch die Anhebung der Sohlhöhen zur Verringerung der Grundwasserzehrung simuliert werden. Im Luchseegebiet wurde solche Effekte über Wasserstandsanhebungen in benachbarten Gewässern und den Rückbau von Fließgewässern erzielt. Die Veränderung des Kontaktes zwischen Grundwasser und Oberflächengewässern infolge verschiedener Sohlabdichtungen konnte im Lietzengrabengebiet aufgezeigt werden. Die Wirkung veränderter Vegetationsformen (speziell des Waldumbaus) auf den Gebietswasserhaushalt – und darüber auf die Wasserstände betroffener Gewässer – konnte für das Luchseegebiet dargestellt werden. Weitere Möglichkeiten, Eingriffe in den Landschaftswasserhaushalt abzubilden, sind in der Modellierungsumgebung ArcEGMO enthalten bzw. mit Hilfe der anpassungsfähigen Programmstruktur gut integrierbar.

Ist auch die Anzahl der Modellierungen von Wassermangelsituationen im Gegensatz zu der Anzahl der Modellierungen von Hochwassersituationen gering, so gewinnt die Modellierung von Wassermangelsituationen jedoch im Zuge des Klimawandels immer mehr an Bedeutung. Dementsprechend existieren allerdings noch wenige einsatzfähige Softwarelösungen, die in der Lage sind, möglichst viele der im Tiefland relevanten hydrologischen Prozesse abzubilden. Durch die Weiterentwicklung von ArcEGMO zur Modellkopplung ArcEGMO-PSCN-ASM wurde eine praxisorientierte und dennoch innovative Modelllösung geschaffen. Die Modellierungsumgebung ArcEGMO ist aufgrund der verschiedenen zur Verfügung stehenden Modellansätze und seiner Flexibilität in der Modellzusammensetzung sowie der Fähigkeit zur konkreten Abbildung von Bewirtschaftungsmaßnahmen für praxisbezogene Anwendungen sehr gut geeignet. Die erwähnten Defizite werden in weiteren Programmentwicklungen berücksichtigt werden (mündliche Mitteilung Dr. Pfützner 2010) sodass sich die aufgezeigten Anwendungsgrenzen in zukünftigen Programmversionen verringern werden und weitere Einsatzbereiche im Bereich der Modellierung von Wassermangelsituationen geschaffen werden können.

---



---

## Literaturverzeichnis

- Addiscott, T. M.; Wagenet, R. J. (1985): Concepts of solute leaching in soils: a review of modelling approaches. *European Journal of Soil Science* 36: 411-424.
- AG Boden (1994): *Bodenkundliche Kartieranleitung*, 4. Auflage. Ad-hoc-Arbeitsgruppe Boden der Staatlichen Geologischen Dienste und der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe. Stuttgart.
- AG Boden (2005): *Bodenkundliche Kartieranleitung*, 5. Auflage. Ad-hoc-Arbeitsgruppe Boden der Staatlichen Geologischen Dienste und der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe. Stuttgart.
- Andersen, H. E. (2004): Hydrology and nitrogen balance of a seasonally inundated danish floodplain wetland. *Hydrological Processes* 18: 415-434.
- Arnold, J. G.; Srinivasan, R.; Muttiah, R. S.; Williams, R. (1998): Large area hydrologic modeling and assessment. Part 1: Model development. *Journal of the American Water Resources Association* 34: 73-89.
- Bakker, M.; Anderson, E. I. (2003): Steady flow to a well near a system with a leaky bed. *Ground Water* 41: 833-840.
- Bauer, P.; Gumbrecht, T.; Kinzelbach, W. (2006): A regional coupled surface/groundwater model of the Okavango Delta, Botswana. *Water Resources Research* 42, W04403, doi:10.1029/2005WR004234.
- Bear, J. (1972): *Dynamics of Fluid in Porous Media*. New York.
- Bear, J. (1979): *Hydraulics of groundwater*. New York.
- Becker, A.; Pfützner, B. (1986): Identification and modeling of river flow reductions caused by evapotranspiration losses from shallow groundwater areas. In: Gorelick, S. M (Hrsg.): *Conjunctive Water Use*. IAHS Publication 156: 301-311.
- Becker, A.; Klöcking, B.; Lahmer, W.; Pfützner, B. (2002): The hydrological modeling system ARC/EGMO. In: Singh, V. P.; Frevert, D. K. (Hrsg.): *Mathematical Models of Large Watershed Hydrology*. Littleton, Colorado, 321-384.
- Becker, B.; Sinaba B. (2009): *Wasserwirtschaft und Klimawandel – Fakten, Folgen, Aufgaben*. 39. Internationales Wasserbau-Symposium Aachen (IWSAS). *Korrespondenz Wasserwirtschaft* 2: 199-200.
- Beven, K. J. (1989): Changing ideas in hydrology: The case of physically based models. *Journal of Hydrology* 105: 157-172.
- Beven, K. J. (2004): *Rainfall-Runoff Modelling. The Primer*. Chichester.
- Beven, K. J.; Kirkby, M. J. (1979): A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin*, 24: 43-69.
- Beven, K. J.; Freer J. (2001): A dynamic TOPMODEL. *Hydrological Processes* 15, 1993–2011. DOI: 10.1002/hyp.252.
- Beyer, W. (1964): Zur Bestimmung der Wasserdurchlässigkeit von Kiesen und Sanden aus der Kornverteilung. *Wasserwirtschaft - Wassertechnik (WWT)*: 165-169.
- Bezirksamt Pankow von Berlin (2010): *Grüne Orte in Pankow: Naturschutzgebiet Karower Teiche*. <http://www.berlin.de/ba-pankow/verwaltung/aun/nsgkarowerteiche.html>. Letzter Zugriff Januar 2011.
- Binder, F.; Macher, C.; Klöcking, B. (2006): *Integrale Planung von Erstaufforstungen zur Minderung der Hochwassergefahr im Einzugsgebiet Fließgewässer 3. Ordnung – Beispielsgebiet „Die Paar im Gemeindebereich Geltendorf“*. Abschlussbericht (ST), Bayerische Landesanstalt für Wald und Forstwirtschaft.
- Blaschke, A. P.; Braunshofer, R.; Feregyhazy, H.; Gutknecht, D.; Habersack, H.; Karner, C.; Mayr, P.; Schmalfuß, R.; Schober, S.; Sengschmitt, D.; Steiner, K.-H. (2002): *Kolmationspro-*

- zesse am Beispiel des Stauraumes Freudenau, Projektphase II – Vollstau. Band 75 der Schriftenreihe der Forschung im Verbund Holding Umwelt, Forschung und Entwicklung, Wien.
- Blaschke, A. P.; Steiner, K. H.; Schmalfuß, R.; Gutknecht, D.; Sengschmitt, D. (2003): Clogging processes in hyporheic interstices of an impounded river, the Danube at Vienna, Austria. *International Review of Hydrobiology*. 88: 397-413.
- Blessent, D.; Therrien, R.; MacQuarrie, K. (2009): Coupling geological and numerical models to simulate groundwater flow and contaminant transport in fractured media. *Computers & Geosciences* 35: 1897-1906.
- Boswell, J. S.; Olyphant, G. A. (2007): Modeling the hydrologic response of groundwater dominated wetlands to transient boundary conditions: Implications for wetland restoration. *Journal of Hydrology* 332: 467- 476.
- Bradley C.; Gilvear, D. J. (2000): Saturated and unsaturated flow dynamics in a floodplain wetland. *Hydrological Processes* 14: 2945-2958.
- Bronstert, A. (1994): Modellierung der Abflußbildung und der Bodenwasserdynamik von Hängen. Dissertation am Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft der Universität Karlsruhe. Mitteilungen des Instituts für Hydrologie und Wasserwirtschaft der Universität Karlsruhe.
- Bronstert, A.; Plate E. J. (1997): Modelling of runoff generation and soil moisture dynamics for hillslopes and micro-catchments. *Journal of Hydrology* 198: 177-195.
- Bronstert, A.; Carrera, J.; Kabat, P.; Lütkeemeier, S. (2005): Coupled Models for the Hydrological Cycle – Integrating Atmosphere, Biosphere and Pedosphere. Berlin Heidelberg.
- Bronstert, A.; Kneis, D.; Bogena, H. (2009): Interaktion und Rückkopplung beim hydrologischen Wandel: Relevanz und Möglichkeiten der Modellierung. *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung* 53: 290-304.
- Brookfield, A. E.; Sudicky, E. A.; Park, Y.-J.; Conant Jr., B. (2009): Thermal transport modelling in a fully integrated surface/subsurface framework. *Hydrological Processes* 23: 2150-2164.
- Bruen, M. P.; Osman, Y. Z. (2004): Sensitivity of stream-aquifer seepage to spatial variability of the saturated hydraulic conductivity of the aquifer. *Journal of Hydrology* 293: 298-302.
- Brunner, G. W. (2006): HEC-RAS, River Analysis System User's Manual. U. S. Army Corps of Engineers. Hydrologic Engineering Center (HEC). Davis, Kalifornien.
- Bryan A. T.; Shoemaker C. A. (2007): Cannonsville Reservoir Watershed SWAT2000 model development, calibration and validation. *Journal of Hydrology* 337: 68-86.
- Bugmann, H. (1997): An efficient method for estimating the steady-state species composition of forest gap models. *Canadian Journal of Forest Research* 27: 551-556.
- Calver, A. (2001): Riverbed permeabilities: information from pooled data. *Ground Water* 39: 546-553.
- Cardenas, M. B.; Zlotnik, V. A. (2003): Three-dimensional model of modern channel bend deposits. *Water Resources Research* 39 (6), 1141, doi:10.1029/2002WR001383.
- Castelletti, A.; Soncini-Sessa, R. (2007a): Bayesian Networks and participatory modelling in water resource management. *Environmental Modelling & Software* 22: 1075-1088.
- Castelletti, A.; Soncini-Sessa, R. (2007b): Coupling real time control and socioeconomic issues in participatory river basin planning. *Environmental Modelling & Software* 22: 1114-1128.
- Cheng, H.-P.; Cheng, J.-R. C.; Hunter, R. M.; Lin, H.-C. (2010): Demonstration of a Coupled Watershed-Nearshore Model. ERDC TN-SWWRP-10-2. <http://handle.dtic.mil/100.2/ADA518953>. Letzter Zugriff Januar 2011.
- Chmielewski, S.; Müller, M.; Ceranski, H.; Mey, S.; Pfützner, B. (2009): Gekoppelte Grundwasser-Bodenwasserhaushaltsmodellierung im Mitteldeutschen Bergbaurevier und die Möglichkeit der Berücksichtigung von Klima- und Landnutzungsszenarien. Beiträge zum Tag der Hydrologie: 26./27. März 2009, Christian-Albrechts-Universität zu Kiel.
- Cunningham, A. B.; Sinclair, P. J. (1979): Application and analysis of a coupled surface and

- groundwater model. *Journal of Hydrology* 43:129-148.
- Constantz, J.; Thomas C. L.; Zellweger, G. (1994): Influence of diurnal variations in stream temperature on streamflow loss and groundwater recharge. *Water Resources Research* 30: 3253-3264.
- Cunningham, A. B.; Anderson, C. J.; Bouwer, H. (1997): Effects of Sediment-Laden Flow on Channel Bed Clogging. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* 113: 106-118.
- Dahl, M.; Nilsson, B.; Langhoff, J. H.; Refsgaard, J. C. (2007): Review of classification systems and new multi-scale typology of groundwater-surface water interaction. *Journal of Hydrology* 344: 1-16.
- DHI (2010): MIKE 11 – river modelling unlimited.  
<http://www.mikebydhi.com/Products/WaterResources/MIKE11.aspx>. Letzter Zugriff Dezember 2010.
- Diersch, H. J. G. (1996): Interactive, graphics-based finite-element simulation system FEFLOW for modeling groundwater flow, contaminant mass and heat transport processes. User's Manual version 4.5, Institute for Water Resources Planning and System Research. The Netherlands.
- Dingman, S. L. (1994): *Physical hydrology*. Englewood Cliffs, New Jersey.
- Doppler, T.; Franssen, H.-J. H.; Kaiser, H.-P.; Kuhlman, U.; Stauffer, F. (2007): Field evidence of a dynamic leakage coefficient for modelling river-aquifer interactions. *Journal of Hydrology* 347: 177-187.
- Dupuit, J. (1863): *Étude théorique et pratique sur le mouvement des eaux dans les canaux découverts et à travers les terrains perméables*. Paris.
- Dutta, D.; Nakayama, K. (2009): Effects of spatial grid resolution on river flow and surface inundation simulation by physically based distributed modelling approach. *Hydrological Processes* 23: 534-545.
- DVWK (1996): *Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasserflächen*. Merkblätter zur Wasserwirtschaft 238. Bonn.
- Dyck, S.; Peschke, G. (1995): *Grundlagen der Hydrologie*. Berlin.
- El-Kadi, A. I. (1989): Watershed models and their applicability to conjunctive use models. *Water Resources Bulletin* 25:125-137.
- European Community (2000): Directive 2000/60/EC of the European Parliament and of the Council of 23 October 2000 establishing a framework for Community action in the field of water policy. Official Journal of the European Communities, Directive 2000/60/EC ed, 0001-0072.
- Fitts, C. R. (2002): *Groundwater Science*. Amsterdam.
- Fleckenstein, J. H.; Fogg, G. E. (2008): Efficient upscaling of hydraulic conductivity in heterogeneous alluvial aquifers. *Hydrogeology Journal* 16: 1239-1250.
- Freeze, R. A. (1972): Role of subsurface flow in generating surface runoff: 1. Base flow contributions to channel flow. *Water Resources Research* 8: 609-623.
- Frei, S.; Fleckenstein J. H.; Kollet, S. J.; Maxwell R. M. (2009): Patterns and dynamics of river-aquifer exchange with variably-saturated flow using a fully-coupled model. *Journal of Hydrology* 375: 383-393.
- Forchheimer, P. (1930): *Hydraulik*. Leipzig.
- Galbiati, L.; Bouraoui, F.; Elorza, F. J.; Bidoglio, G. (2006): Modeling diffuse pollution loading into a Mediterranean lagoon: Development and application of an integrated surface-subsurface model tool. *Ecological Modelling* 193: 4-18.
- Gallagher, M. R.; Doherty, J. (2007): Parameter interdependence and uncertainty induced by lumping a hydrologic model. *Water Resources Research* 43: 1-18.
- Gallart, F.; Latron, J.; Llorens, P.; Beven, K. (2007): Using internal catchment information to reduce

- the uncertainty of discharge and baseflow predictions. *Advances in Water Resources* 30: 808-823.
- Gewässerkundlicher Landesdienst Thüringen (2005): Anforderungen an Hydrologische Gutachten (Fassung vom 31. Mai 2005).  
<http://www.tlug-jena.de/start/downloadarea/download/wasserwirtschaft/hydgutachten.pdf>  
 Letzter Zugriff Januar 2011.
- Glugla, G. (1969): Berechnungsverfahren zur Ermittlung des aktuellen Wassergehaltes und Gravitationswasserabflusses im Boden. *Albrecht-Thaer-Archiv* 13: 371-376.
- Green, W. H.; Ampt, G. A. (1911): Studies of soil physics. Part 1. The flow of air and water through soils. *Journal of Agricultural Science* 4: 1-24.
- Gribovszki, Z.; Kalicz, P.; Szilágyi, J.; Kucsara, M. (2008): Riparian zone evapotranspiration estimation from diurnal groundwater level fluctuations. *Journal of Hydrology*: 349, 6-17.
- Grünwald, U. (2008): Voraussetzung für eine erfolgreiche Flussgebietsbewirtschaftung: Klare einzugsgebietsbezogene Ursache-Wirkungs-Analysen und klares einzugsgebietsbezogenes Handeln. *Korrespondenz Wasserwirtschaft* 8: 423-426.
- Gunduz, O.; Aral, M. M. (2005): River networks and groundwater flow: a simultaneous solution of a coupled system. *Journal of Hydrology* 301: 216-234.
- Gupta, V.; Sinclair, P. (1976): Time of concentration of overland flow. *Journal of the Hydraulics Division* 102: 547-553.
- Gurtz, J. (1988): Beitrag zu den hydrologischen Grundlagen für die Gewährleistung der gesellschaftlich notwendigen Mehrfachnutzung der Wasserressourcen. Dissertation am Institut für Hydrologie und Meteorologie der TU Dresden.
- Haitjema, H. M.; Kelson V.; de Lange, W. (2001): Selecting MODFLOW cell sizes for accurate flow fields. *Ground Water* 39: 913-938.
- Haitjema, H. M. (2005): Dealing with Resistance to Flow into Surface Waters.  
<http://www.haitjema.com/documents/Dealingwithresistancetoflowintosurfacewaters.pdf>  
 Letzter Zugriff Januar 2011.
- Hamby, D. M. (1994): A review of techniques for parameter sensitivity analysis of environmental models. *Environmental Monitoring and Assessment* 32: 135-154.
- Hammel K.; Kennel, M. (2001): Charakterisierung und Analyse der Wasserverfügbarkeit und des Wasserhaushalts von Waldstandorten in Bayern mit dem Simulationsmodell BROOK90. *Forstliche Forschungsberichte* 185/2001. Schriftenreihe des Wissenschaftszentrums Weihenstephan und der Bayerischen Landesanstalt für Wald und Forstwirtschaft, Freising.
- Hansen, J. R.; Refsgaard, J. C.; Hansen, S.; Ernstsens, V. (2007): Problems with heterogeneity in physically based agricultural catchment models. *Journal of Hydrology* 342: 1-16.
- Harbaugh, A. W.; McDonald, M. G. (1996): User's documentation for MODFLOW-96, An update to the U. S. Geological Survey modular finite-difference ground-waterflow model. U. S. Geological Survey, Reston, Virginia.
- Harbaugh, A. W.; Banta, E. R.; Hill, M. C.; McDonald, M. G. (2000): MODFLOW-2000, the U. S. Geological Survey modular ground-water model – User guide to modularization concepts and the Ground-Water Flow Process. U. S. Geological Survey Open-File Report 00-92.
- Hazen, A. (1893): Some physical properties of sands and gravels with special reference to their use in infiltration. *Annual report of the State Board of Health of Massachusetts* 24: 541-556.
- Henriksen, H. J.; Trolborg, L.; Højberg, A. L.; Refsgaard J. C. (2008): Assessment of exploitable groundwater resources of Denmark by use of ensemble resource indicators and a numerical groundwater-surface water model. *Journal of Hydrology* 348: 224-240.
- HGN (1981): Vorratserkundung Schönwalde 1979/81. VEB Hydrogeologie Nordhausen Gruppe Erkundung Torgau (unveröffentlicht).

- Hill, M. C.; Tiedemann, C. R. (2007): Effective groundwater model calibration. New Jersey.
- Hölting, B. (1996): Hydrogeologie – Einführung in die Allgemeine und Angewandte Hydrogeologie. Stuttgart.
- Holtan, H. N. (1961): A concept for infiltration estimates in watershed engineering. Agricultural Research Service Publication, U. S. Department of Agriculture: 41-51.
- Holzbecher, E. (1996): Modellierung dynamischer Prozesse in der Hydrologie: Grundwasser und ungesättigte Zone. Berlin, Heidelberg, New York.
- Hornberger, G. M.; Spear, R. C. (1981): An approach to the preliminary analysis of environmental systems. *Journal of Environmental Management* 12: 7-18.
- Huang, G. B.; Yeh, G. T. (2006): An integrated media, integrated processes watershed model – WASH123D: part 5 – integrated modeling of surface water and groundwater interactions in a constructed wetland. Proceedings of CMWR. 18-22.6 2006, Copenhagen, Denmark. <http://proceedings.cmwr-xvi.org/contributionDisplay.py?contribId=90&sessionId=10&confId=a05>. Letzter Zugriff Januar 2011.
- Huisman, J. A.; Bormann, H.; Breuer, L.; Bronstert, A.; Croke, B. F. W.; Frede, H.; Gräff, T.; Hubrechts, L.; Jakeman, A. J.; Kite, G.; Lanini, J.; Leavesley, G.; Lettenmaier, D. P.; Lindström, G.; Seibert, J.; Sivapalan, M.; Viney, N. R.; Willems, P. (2009): Assessing the impact of land use change on hydrology by ensemble modeling (LUCHEM) III: Scenario analysis. *Advances in Water Resources* 32: 159-170.
- Hundecha, Y.; Bárdossy, A. (2004): Modeling of the effect of land use changes on the runoff generation of a river basin through parameter regionalization of a watershed model. *Journal of Hydrology* 292: 281-295.
- Hunt, R.J. (2003): Ground Water – Lake Interaction Modeling Using the LAK3 Package from MODFLOW 2000. *Ground Water* 41: 114-118.
- Hunt, R. J.; Haitjema, H. M.; Krohelski, J. T.; Feinstein, D. T. (2003): Simulating Ground Water-Lake Interactions: Approaches and Insights. *Ground Water* 41: 227-237.
- Huntington, T. G. (2006): Evidence for intensification of the global water cycle: Review and synthesis. *Journal of Hydrology* 319: 83-95.
- Ibisch, R. (2004): Biogene Steuerung ökologischer Systemeigenschaften des hyporheischen Interstitials der Lahn (Hessen). Dissertation am Institut für Hydrobiologie der TU Dresden.
- Jha, R.; Herath, S.; Musiak, K. (1997): Development of IIS distributed hydrological model (IISDHM) and its application in Chao Phraya River basin, Thailand. *Annual Journal of Hydraulic Engineering* 41: 227-232.
- Juschus, O. (2001): Das Jungmoränenland südlich von Berlin – Untersuchungen zur jungquartären Landschaftsentwicklung zwischen Unterspreewald und Nuthe. Dissertation an der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät II (Geographie) der Humboldt-Universität zu Berlin.
- Jyrkama, M. I.; Sykes, J. F. (2007): The impact of climate change on spatially varying groundwater recharge in the grand river watershed (Ontario). *Journal of Hydrology* 338: 237-250.
- Kade, N.; Möller, K.; Pauli, A. (2006): Grund- und Oberflächenwassermonitoring zum Winterbetrieb Oktober 2005 bis März 2006. Umweltvorhaben Dr. Klaus Möller GmbH. Berlin (unveröffentlicht).
- Kalbus, E.; Schmidt, C.; Reinstorf, F.; Krieg, R.; Schirmer, M. (2008): Wie Flussbetttemperaturdaten zur Ermittlung der Aquifer-Heterogenität beitragen können. *Grundwasser* 13: 91-100.
- Kalbus, E.; Schmidt, C.; Molson, J. W.; Reinstorf, F.; Schirmer, M. (2009): Influence of aquifer and streambed heterogeneity on the distribution of groundwater discharge. *Hydrology and Earth System Sciences* 13: 69-77.
- Kempe, K. (1991): Floristisch-vegetationskundliches Gutachten der Karower Teiche, innerhalb der ehemaligen Rieselfelder Blankenfelde und Buch. Gutachten im Auftrag der Senatsverwaltung für Stadtentwicklung und Umweltschutz Berlin.

- Kim, N. W.; Chung, I. M.; Won, Y. S.; Arnold, J. G. (2008): Development and application of the integrated SWAT-MODFLOW model. *Journal of Hydrology* 356: 1-16.
- Kinzelbach, W.; Rausch, R. (1995): Grundwassermodellierung: Eine Einführung mit Übungen. Stuttgart, Berlin.
- Kirkby, M. (1988): Hillslope runoff processes and models. *Journal of Hydrology* 100: 315-339.
- Klemm, G.; Lindner, W. (1995): Berliner Naturschutzgebiete. In: Lütkenhaus, G.; Runge, M.; Sukopp, H. (Hrsg.): Naturschutz und Landschaftspflege in Berlin. Senatsverwaltung für Stadtentwicklung und Umweltschutz. 3-116.
- Klöcking, B. (2009): Das ökohydrologische PSCN-Modul innerhalb des Flussgebietsmodells ArcEGMO. [http://www.arcegmo.de/PSCN\\_2009.pdf](http://www.arcegmo.de/PSCN_2009.pdf). Letzter Zugriff Januar 2011.
- Klöcking, B.; Pfützner, B.; Sommer, T.; Schmidt, C. (2002): Kopplung des Einzugsgebietsmodells ArcEGMO mit einem Grundwassermodell für die Simulation des Wasserhaushalts der oberen Unstrut. In: Wittenberg, H.; Schöninger M. (Hrsg.): Wechselwirkung zwischen Grundwasserleitern und Oberflächengewässern. Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung 01.02: 77-82.
- Klöcking, B.; Schwarze, R.; Beudert, B.; Suckow, F.; Lasch, P.; Badeck, F.; Pfützner, B. (2005): Auswirkungen des Borkenkäferbefalls auf den Wasser- und Stoffhaushalt zweier Gewässereinzugsgebiete im Nationalpark Bayerischer Wald. Schriftenreihe „Wasserhaushalt und Stoffbilanzen im naturnahen Einzugsgebiet der Großen Ohe“, Band 8.
- Knupp, P. (1996): A moving mesh algorithm for 3-D regional groundwater flow with water table and seepage face. *Advances in Water Resources* 19: 83-95.
- Köhne, J. M.; Köhne, S.; Šimůnek, J. (2009): A Review of Model Applications for Structured Soils: a) Water Flow and Tracer Transport. *Journal of Contaminant Hydrology* 104: 4-35.
- Koitzsch, R. (1977): Schätzung der Bodenfeuchte aus meteorologischen Daten, Boden- und Pflanzenparametern mit einem Mehrschichtenmodell. *Zeitschrift für Meteorologie* 27: 302-306.
- Kollet, S. J.; Zlotnik, V. A. (2007): Evaluation of the streambed leakage concept in analytical models using data from three pumping tests. *Hydrogeology Journal* 15: 1051-1062.
- Kouwen, N. (2010): WATFLOOD™ / WATROUTE Hydrological Model Routing & Flow Forecasting System. <http://www.civil.uwaterloo.ca/watflood/downloads/manual10.pdf>. Letzter Zugriff Januar 2011.
- Krause, S. (2005): Untersuchung und Modellierung von Wasserhaushalt und Stofftransportprozessen in grundwassergeprägten Landschaften am Beispiel der Unteren Havel. Dissertation an der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Potsdam.
- Krause, S.; Bronstert, A. (2007): The impact of groundwater – surface water interactions on the water balance of a mesoscale lowland river catchment in northeastern Germany. *Hydrological Processes* 21: 169-184.
- Krause, S.; Bronstert, A.; Zehe, E. (2007): Groundwater – surface water interactions in a North German lowland floodplain – implications for the river discharge dynamics and riparian water balance. *Journal of Hydrology* 347: 404-417.
- Krysanova, V.; Müller-Wohlfeil, D. I.; Becker, A. (1998): Development and test of a spatially distributed hydrological /water quality model for mesoscale watersheds. *Ecological Modelling* 106: 261-289.
- Krysanova, V.; Wechsung, F.; Arnold, J.; Srinivasan, R.; Williams, J. (2000): SWIM (Soil and Water Integrated Model). User Manual. PIK Report Nr. 69, Potsdam.
- Krysanova, V.; Hattermann, F.; Wechsung, F. (2007): Implications of complexity and uncertainty for integrated modelling and impact assessment in river basins. *Environmental Modelling & Software* 22: 701-709.
- Lahmer, W. (2003): Trend analyses of percolation in the State of Brandenburg and possible impacts of climate change. *Journal of Hydrology and Hydromechanics* 51: 196-209.

- Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg (2004): Hydrogeologische Karte von Brandenburg 1: 50.000, Blatt L 3346 Bernau. Kleinmachnow.
- Langergraber, G.; Šimůnek J. (2005): Modeling variably-saturated water flow and multi-component reactive transport in constructed wetlands. *Vadose Zone Journal* 4: 924-938.
- Langguth, H. R.; Voigt, R. (1980): Hydrogeologische Methoden. Berlin, Heidelberg.
- Larcher, W. (1984): Ökologie der Pflanzen auf physiologischer Grundlage. Stuttgart.
- Lasch, P.; Badeck, F. W.; Suckow, F.; Lindner, M.; Mohr, P. (2005): Model-based analysis of management alternatives at stand and regional level in Brandenburg (Germany). *Forest Ecology and Management* 207: 59-74.
- Legates, D. R.; McCabe, G. J. (1999): Evaluating the use of „goodness-of-fit“ measures in hydrologic and hydroclimatic model validation. *Water Resources Research* 35: 233-341.
- Lembke, H. (1936): Von der "Urspre" zum heutigen Spreelauf. Festschrift für Norbert Krebs zum 60. Geburtstag. Stuttgart: 140-145.
- Lenhart, T.; Eckhardt, K.; Fohrer, N.; Frede, H.-G. (2002): Comparison of two different approaches of sensitivity analysis. *Physics and Chemistry of the Earth* 27: 645-654.
- Lewandowski, J.; Lischeid, G.; Nützmann, G. (2009): Field study of hydrological exchange between groundwater and surface water at the lowland River Spree (Germany). *Hydrological Processes* 23: 2117-2128.
- Lischeid, G.; Bittersohl, J. (2008): Tracing biogeochemical processes in stream water and groundwater using non-linear statistics. *Journal of Hydrology* 357: 11-28.
- LUA (2004): Leitfaden zur Renaturierung von Feuchtgebieten in Brandenburg. Studien und Tagungsberichte, Band 50. Potsdam.
- Luftbild (1953): Zwei Luftbilder einer militärischen Befliegung im Gebiet Krausnick Ende Mai 1953 im Maßstab 1:22.000, aus der Luftbilddatenbank des Ing.-Büro H.G. Carls, St.-Mauritius-Str. 30, D-97230 Estenfeld.
- Maniak, U. (2005): Hydrologie und Wasserwirtschaft – Eine Einführung für Ingenieure. Berlin.
- Matthess, G. (1994): Die Beschaffenheit des Grundwassers. Lehrbuch der Hydrogeologie, Band 2. Berlin, Stuttgart.
- Maurer, T. (1997): Physikalisch begründete, zeitkontinuierliche Modellierung des Wassertransports in kleinen ländlichen Einzugsgebieten. Dissertation am Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft der Universität Karlsruhe.
- McDonald, M. G.; Harbaugh, A. W. (1988): A modular three-dimensional finite-difference groundwater flow model. *Techniques of Water-Resources Investigations of the U. S. Geological Survey*, Book 6. Virginia.
- Mehl, S.; Hill, M. C. (2010): Grid-size dependence of Cauchy boundary conditions used to simulate stream-aquifer interactions. *Advances in Water Resources* 33: 430-442.
- Merz, B. (1996): Modellierung des Niederschlag-Abfluss-Vorgangs in kleinen Einzugsgebieten unter Berücksichtigung der natürlichen Variabilität. Dissertation am Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft der Universität Karlsruhe.
- Messal, H. (2000): Rückkopplungen und Rückwirkungen in der hydrologischen Modellierung am Beispiel von kontinuierlichen Niederschlag-Abfluß-Simulationen und Hochwasservorhersagen. Dissertation am Fachbereich Bauingenieurwesen und Angewandte Geowissenschaften der Technischen Universität Berlin.
- Mey, S.; Nützmann, G.; Pfützner, B. (2006): Combined watershed and groundwater modelling to investigate lowland runoff processes – illustrated for the Lietzengraben Basin (Germany). *Proceedings of CMWR 18-22.6.2006, Copenhagen, Denmark*. <http://proceedings.cmwr-xvi.org/getFile.py/access?contribId=72&sessionId=8&resId=0&materialId=paper&confId=a051>. Letzter Zugriff Januar 2011.
- Mey, S.; Albert, H.; Hildebrand, C.; Pfützner, B. (2008): Modellgestützte Analysen zur Stabilisierung des Wasserhaushaltes im Einzugsgebiet des Moores „Luchsee“. *Hydrologie und Was-*

- serbewirtschaftung 52: 310-318.
- Mey, S.; Pfützner, B. (2010): Wassermangelsituation in Brandenburg – gekoppelte Grund- und Oberflächenwassermodellierung zur Unterstützung des Wassermanagements. In: Kaiser, K.; Libra, J.; Merz, B.; Bens, O.; Hüttl, R. F. (Hrsg.): Aktuelle Probleme im Wasserhaushalt von Nordostdeutschland: Trends, Ursachen, Lösungen. Scientific Technical Report 10/10. Deutsches GeoForschungsZentrum, Potsdam. 153-157.
- Mey, S.; Pfützner, B.; Chmielewski, S.; Müller, M.; Wenske, D.; Schroeder, A.; Kater, M.; Uhlig, C. (2010): Wandel vom Bergbau zur Seenlandschaft – Gekoppelte GW-OW Modellierung zur Wasserhaushaltsprognose. Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung 29.10: 131-137.
- Möller, K.; Pauli, A.; Kade, N. (2005): Abschlussbericht 4914 UEP/OÜ5 Wiederbewässerung der Rieselfelder um Hobrechtsfelde – Monitoring Oberflächen- und Grundwasser. (unveröffentlicht).
- Monninkhoff, B. (2002): Coupling of the groundwater model FEFLOW with the hydrodynamic model MIKE11. German-Chinese Conference: Modern methods and instruments for water management and flood protection. IWU-Tagungsberichte: 161-173.
- Monteith, J. L. (1977): Climate and the efficiency of crop production in Britain. Philosophical Transactions of the Royal Society 281: 277-294.
- Müller, M.; Sames, D.; Mansel, H. (2003): PCGEOFIM – A Finite Volume Model for More? In: Poeter, E.; Zheng, C.; Hill, M.; Doherty, J. (Hrsg.): MODFLOW and More 2003: Understanding through Modeling. Proceedings of the Conference in Golden, Colorado, USA, September 16 -19.
- Murawski, H. (1992): Geologisches Wörterbuch. Stuttgart.
- Nash, J. E.; Sutcliffe, J. V. (1970): River Flow Forecasting through Conceptual Models. Part I: A Discussion of Principles. Journal of Hydrology 10: 282-290.
- NatSGSpreewV (1990): Verordnung über die Festsetzung von Naturschutzgebieten und einem Landschaftsschutzgebiet von zentraler Bedeutung mit der Gesamtbezeichnung "Biosphärenreservat Spreewald" GBl. DDR 1990, SDr. 1473.
- Nearing, M. A.; Deer-Ascough, L.; Laflen, J. M. (1990): Sensitivity Analysis of the WEPP Hillslope Profile Erosion Model. Transactions of the ASAE 33: 839-349.
- Neitsch, S. L.; Arnold, J.G.; Kiniry, J. R.; Williams, J. R. (2001): Soil and Water Assessment Tool – Theoretical documentation Version 2000 (<http://www.brc.tamus.edu/swat/>). U. S. Department of Agriculture, Agricultural Research Service. Temple, Texas.
- Neitsch, S. L.; Arnold, J. G.; Kiniry, J. R.; Srinivasan, R.; Williams, J. R. (2002): Soil and Water Assessment Tool User's Manual Version 2000; Texas Water Resources Institute Report TR-192. GSWRL Report 02-02, BRC Report 02-06.
- Niehoff, D. (2002): Modellierung des Einflusses der Landnutzung auf die Hochwasserentstehung in der Mesoskala. Brandenburgische Umweltberichte 11. Dissertation an der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Potsdam.
- Niswonger, R. G.; Markstrom, S. L.; Regan, R. S.; Prudic, D. E.; Pohl, G.; Viger, R. J. (2006): Modeling ground-water/surface-water interaction with GSFLOW, a new USGS model, Proceedings, MODFLOW and More 2006 – managing ground water systems. IGWMC, Colorado School of Mines: 99-103.
- Niswonger, R. G.; Fogg, G. E. (2008): Influence of perched groundwater on base flow. Water Resources Research 44 (3), W03405, doi:10.1029/2007WR006160.
- Nützmann, G.; Ginzler, G.; Holzbecher, E.; Ertl, C. (2002): Wechselwirkungen zwischen Bodenbelastung und Wasserhaushalt: Situation und Entwicklungspotenziale der ehemaligen Rieselfelder Berlins. Humboldt Spektrum 2-3: 38-43.
- Nützmann, G.; Mey, S. (2007): Model-based estimation of runoff changes in a small lowland watershed of north-eastern Germany. Journal of Hydrology 334: 467-476.
- Nützmann, G.; Lewandowsky, J. (2009): Wechselwirkungen zwischen Grundwasser und Oberflä-



- chenwasser in einem Tieflandfluss (Spree). *Grundwasser* 14: 195-205.
- Osman, Y. Z.; Bruen, M. P. (2002): Modelling stream-aquifer seepage in an alluvial aquifer: an improved loosing-stream package for MODFLOW. *Journal of Hydrology* 264: 69-86.
- Partington, D.; Werner A. D.; Brunner P.; Simmons C. T.; Dandy G. C.; Maier, H. R. (2009): Using a fully coupled surface water - groundwater model to quantify streamflow components. In: Anderssen, R. S.; Braddock, R. D.; Newham, L. T. H. (Hrsg.): 18th World IMACS Congress and MODSIM09 International Congress on Modelling and Simulation. Modelling and Simulation Society of Australia and New Zealand and International Association for Mathematics and Computers in Simulation. 18th World IMACS / MODSIM Congress, Cairns, Australia 13-17 Juli 2009. <http://mssanz.org.au/modsim09>. Letzter Zugriff Januar 2011.
- Peaceman, D. W.; Rachford, H. H. (1955): The numerical solution of parabolic and elliptical difference equations. *Journal of the Society for Industrial and Applied Mathematics* 3 (11): 28-41.
- Petts, G. E.; Bickerton, M. A.; Crawford, C.; Lerner, D. N.; Evans, D. (1999): Flow management to sustain groundwater-dominated stream ecosystems. *Hydrological Processes* 13: 497-513.
- Peyrard, D.; Sauvage, S.; Vervier, P.; Sánchez-Pérez, J. M.; Quintard, M. (2008): A coupled vertically integrated model to describe lateral exchanges between surface and subsurface in large alluvial floodplains with a fully penetrating river. *Hydrological Processes* 22: 4257-4273.
- Pfützner, B. (1994): Gekoppelte flächen- und zeitdifferenzierte Abflußbildungsberechnung und Grundwassermodellierung; Beitrag zur Fachtagung „Grafik-gestützte Grundwassermodellierung“ in Berlin. In: WASY (Hrsg.): IWU Tagungsberichte. Berlin.
- Pfützner, B. (2002): Beschreibung von ArcEGMO® – Offizielle Homepage des Modellierungssystems ArcEGMO. <http://www.arcegmo.de>. Letzter Zugriff Januar 2011.
- Pfützner, B.; Mey, S.; Nützmann, G.; Scheffler, E. (2006): Modellgestützte Analyse des Gebietswasserhaushaltes für ein Einzugsgebiet im Berliner Nordosten. *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung* 50: 12-19.
- Pinder, G. F.; Sauer, S. P. (1971): Numerical Simulation of Flood Wave Modification Due to Bank Storage Effects. *Water Resources Research* 7: 63-70.
- Pöhler, H. (2006): Anpassung von WaSiM-ETH und die Erstellung und Berechnung von Landnutzungs- und Klimaszenarien für die Niederschlags-Abfluss-Modellierung am Beispiel des Osterzgebirges. Dissertation an der Fakultät für Geowissenschaften der Technischen Universität Freiberg.
- Prudic, D. E. (1989): Documentation of a computer program to simulate stream-aquifer relations using a modular, finite-difference, ground-water flow model. U. S. Geological Survey Open-File Report 88-729.
- Prudic, D. E.; Konikow, L. F.; Banta, E. R. (2004): A new streamflow-routing (SFR1) package to simulate stream-aquifer interaction with MODFLOW-2000. U. S. Geological Survey Open-File Report 2004-104.
- Rassam D. W.; Werner, A. D. (2008): Review of groundwater–surfacewater interaction modelling approaches and their suitability for Australian conditions. eWater Technical Report. eWater Cooperative Research Centre, Canberra.
- Refsgaard, J. C.; Storm, B. (1995): MIKE SHE. In: Singh, V. P. (Hrsg.): Computer Models of Watershed Hydrology. Water Resources Publications: 809-846.
- Refsgaard, J. C.; Henriksen, H. J.; Harrar, W. G.; Scholten, H.; Kassahun, A. (2005): Quality assurance in model based water management – Review of existing practice and outline of new approaches. *Environmental Modelling & Software* 20: 1201-1215.
- Richards, L. A. (1931): Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics* 1: 318-333.
- Rieger, W.; Disse, M. (2009): Prozessnahe Simulation von landwirtschaftlichen Bewirtschaftungs-

- maßnahmen und Landnutzungsänderungen als Nachweisinstrument für den dezentralen Hochwasserschutz. Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung 26.09: 137-142.
- Rosemann, H. J.; Vedral, J. (1971): Das Kalinin-Miljukov-Verfahren zur Berechnung des Ablaufs von Hochwasserwellen. Schriftenreihe der Bayerischen Landesstelle für Gewässerkunde, Heft 6. München.
- Rückheim, P. (2010): Beobachtungen von Tagfaltern in Berlin und Brandenburg. Entomologische Gesellschaft Berlin. <http://www.orion-berlin.de/projekte/schmetter/tag/beob.htm#beob3>. Letzter Zugriff Oktober 2010.
- Rushton, A. E.; Tomlinson, L. M. (1979): Possible mechanisms for leakage between aquifers and rivers. Journal of Hydrology 40: 49-65.
- Rushton, K. (2007): Representation in regional models of saturated river-aquifer interaction for gaining/losing rivers. Journal of Hydrology 334: 262-281.
- Sames, D.; Brückner, F.; Müller, M. (2008): PCGEOFIM-Anwenderdokumentation. Leipzig.
- Schaber, J.; Badeck F.-W.; Lasch, P. (1999): Ein Modell der Sukzessionsdynamik europäischer Wälder – Forest Ecosystems in a changing Environment (4C). In: Pelz, D. R.; Rau, O.; Saborowski, J. (Hrsg.): 11. Jahrestagung und Internationale biometrische Gesellschaft. Deutsche Region. Arbeitsgruppe Ökologie, Herbstkolloquium, Freiburg; Deutscher Verband forstlicher Versuchsanstalten – Sektion forstliche Biometrie und Informatik: 212-217.
- Schälchli, U. (1993): Die Kolmation von Fließgewässersohlen: Prozesse und Berechnungsgrundlagen. Dissertation an der ETH Zürich. Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich Nr. 124.
- Scheffer, F.; Schachtschabel, P. (1992): Lehrbuch der Bodenkunde. Stuttgart.
- Schramm, J. M. (2003): Eindimensionale Berechnung instationärer und diskontinuierlicher Strömungen in abflussschwachen naturnahen Fließgewässern. Dissertation an der Fakultät für Bauingenieurwesen der Rheinisch-Westfälischen Technischen Hochschule Aachen.
- Schroeder, P. R.; Dozier, T. S.; Zappi, P. A.; McEnroe, B. M.; Sjoström, J. W.; Peyton, R. L. (1994): The Hydrologic Evaluation of Landfill Performance (HELP) model: Engineering documentation for version 3. Rep. EPW/600/R-94/168b, U. S. Environmental Protection Agency. Washington. D. C.
- Schröder, A. (2000): WEPP, EUROSEM, E-2D: Results of Applications at the Plot Scale. In: Schmidt, J. (Hrsg.): Soil Erosion – Application of Physically Based Models. Berlin: 199-250.
- Schulla, J. (1997): Hydrologische Modellierung von Flussgebieten zur Abschätzung der Folgen der Klimaänderung. Dissertation am Geographischen Institut der ETH Zürich.
- Schulla, J.; Jasper, K. (1998): Modellbeschreibung WaSiM-ETH ETH. [http://www.wasim.ch/downloads/doku/wasim/wasim\\_1998\\_de.pdf](http://www.wasim.ch/downloads/doku/wasim/wasim_1998_de.pdf). Letzter Zugriff Januar 2011.
- Schulla, J.; Jasper, K. (2007): Model description WaSiM-ETH – Institute for Atmospheric and Climate Science, ETH Zürich. [http://www.wasim.ch/downloads/doku/wasim/wasim\\_2007\\_en.pdf](http://www.wasim.ch/downloads/doku/wasim/wasim_2007_en.pdf). Letzter Zugriff Januar 2011.
- Schwarze, R.; Dröge, W.; Opherden, K. (1997): Regional analysis and modelling of groundwater runoff components from small catchments in solid rock areas. Landschaftsökologie und Umweltforschung 25: 59-62.
- Scibek, J.; Allen, D. M. (2006): Modeled impacts of predicted climate changes on recharge and groundwater levels. Water Resources Research 42: 1-18.
- Seelheim, F. (1880): Methoden zur Bestimmung der Durchlässigkeit des Bodens. Zeitschrift für Analytische Chemie 19: 387-402.
- Senatsverwaltung für Stadtentwicklung (2010a): Digitaler Umweltatlas Berlin, 01.10 Rieselfelder.

- <http://www.stadtentwicklung.berlin.de/umwelt/umweltatlas/k110.htm>. Letzter Zugriff November 2010.
- Senatsverwaltung für Stadtentwicklung (2010b): Schutzgebiete – Naturschutzgebiete – Barnim Hochfläche – Bogenseekette und Lietzengrabenniederung.  
[http://www.stadtentwicklung.berlin.de/natur\\_gruen/naturschutz/schutzgebiete/de/nsg/nsg32.shtml](http://www.stadtentwicklung.berlin.de/natur_gruen/naturschutz/schutzgebiete/de/nsg/nsg32.shtml). Letzter Zugriff November 2010.
- Senatsverwaltung für Stadtentwicklung (2010c): Schutzgebiete – Naturschutzgebiete – Barnim Hochfläche – Karower Teiche.  
[http://www.stadtentwicklung.berlin.de/natur\\_gruen/naturschutz/schutzgebiete/de/nsg/nsg21.shtml](http://www.stadtentwicklung.berlin.de/natur_gruen/naturschutz/schutzgebiete/de/nsg/nsg21.shtml). Letzter Zugriff November 2010.
- Šimůnek, J.; Sejna, M.; van Genuchten, M. T. (1999): The HYDRUS-2D software package for simulating two-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably saturated media. Version 2.0, IGWMC-TPS-53. International Ground Water Modeling Center, Colorado School of Mines. Golden, Colorado.
- Singh, V. P.; Frevert, D. K. (2002): Mathematical Models of Large Watershed Hydrology. Water Resources Publications. Littleton, Colorado.
- Smerdon, B. D.; Mendoza, C. A.; Devito, K. J. (2007): Simulations of fully coupled lake-groundwater exchange in a subhumid climate with an integrated hydrologic model. *Water Resources Research* 43: W01416, doi:10.1029/2006WR005137.
- Sophocleous, M. (2002): Interactions between groundwater and surface water: the state of the science. *Hydrogeology Journal* 10: 52-67.
- Sophocleous, M.; Perkins, S. P. (2000): Methodology and application of combined watershed and ground-water models in Kansas. *Journal of Hydrology* 236: 185-201.
- Stackebrandt, W.; Manhenke, V. (Hrsg.) (2002): Atlas zur Geologie von Brandenburg. Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg (heute: Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg, LBGR).
- Stauffer, F.; Doppler, T.; Hendricks Franssen, H.-J. (2008): Modellierung der Interaktion zwischen Fluss und Grundwasser: Zwei Beispiele aus der Region Zürich. Tagung Numerische Grundwassermodellierung. Graz.
- Strahl, J. (2007): Bericht des LBGR zur pollenanalytischen Untersuchung der Bohrung Luchsee Lz 1127, Land Brandenburg. Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg (unveröffentlicht).
- Succow, M.; Joosten, H. (2001): Landschaftsökologische Moorkunde. Stuttgart.
- Suckow, F.; Badeck, F.-W.; Lasch, P.; Schaber, J. (2001): Nutzung von Level-II-Beobachtungen für Test und Anwendungen des Sukzessionsmodells FORESEE. *Beiträge für Forstwirtschaft und Landschaftsökologie* 35: 84-87.
- Therrien, R.; McLaren, R. G.; Sudicky, E. A.; Panday, S. M. (2007): HydroGeoSphere – A Three-Dimensional Numerical Model Describing Fully-Integrated Subsurface and Surface Flow and Solute Transport. Users's Guide. University of Waterloo, Canada.
- Thompson, J. R.; Refstrup Sørensen, H.; Gavin, H.; Refsgaard, A. (2004): Application of the coupled MIKE SHE/MIKE 11 modelling system to a lowland wet grassland in southeast England. *Journal of Hydrology* 293: 151-179.
- Urbano, L.; Waldron, B.; Larsen, D.; Shook, H. (2006): Groundwater–surfacewater interactions at the transition of an aquifer from unconfined to confined. *Journal of Hydrology* 321: 200-212.
- VO NSG Luchsee (1941): Verordnung über das Naturschutzgebiet „Luchsee“ in der Gemarkung Klein-Wasserburg-Forst, Kreis Beeskow-Storkow, Amtsblatt der Preußischen Regierung in Potsdam, Nr. 21.
- Vött, A. (2000): Ökosystemveränderungen im Unterspreewald durch Bergbau und Meliorationsmaßnahmen – Ergebnisse einer angewandten ökosystemaren Umweltbeobachtung. *Marburger Geographische Schriften* 136. Dissertation am Fachbereich Geographie der Philipps-Universität Marburg.

- Wachholz, M. (2005): Einzugsgebietsmodellierung des Lietzengrabens. Diplomarbeit am Geographischen Institut der Humboldt-Universität zu Berlin.
- Wiese, B.; Nützmann, G. (2009): Transient Leakance and Infiltration Characteristics during Lake Bank Filtration. *Ground Water* 47: 57-68.
- Wiggering, H.; Ende, H.-P.; Knierim, A.; Wurbs, A.; Lischeid, G.; Aßmann, K.-H.; Benfer, W.; Henze, C.; Pape, J.; Steinhardt, U.; Stornowski, K. (2010): Zero emissions region north-eastern Brandenburg – between climate adaptation and challenges for innovative land use. In: Wiggering, H.; Ende, H.P.; Knierim, A.; Pintar, M. (Hrsg.): *Innovations in European rural landscapes*: 115-135. Berlin, Heidelberg.
- Willgoose, G.; Bras, R. F.; Rodriguez-Iturbe, I. (1991): A coupled channel network growth and hillslope evolution model: 1. Theory. *Water Resources Research* 27: 1671-1684.
- Williams, J. R.; Renard, K. G.; Dyke, P. T. (1984): EPIC – a new model for assessing erosion's effect on soil productivity. *Journal of Soil and Water Conservation* 38: 381-383.
- Winter, T. C. (1995): Recent advances in understanding the interaction of groundwater and surface water. *Reviews of Geophysics* 33: 985-994.
- Winter, T. C. (1999): Relation of streams, lakes and wetlands to groundwater flow systems. *Hydrogeology Journal* 7: 28-45.
- Winter, T. C.; Harvey, J. W.; Franke, O. L.; Alley, W. M. (1998): *Ground Water and Surface Water – A Single Resource*. U. S. Geological Survey Circular 1139. Denver, Colorado.
- Wittenberg, H.; Matz, R.; Rhode, C. (2003): Oberirdisches und unterirdisches Einzugsgebiet – Bedeutung für den Wasserhaushalt. *Forum Hydrologie und Wasserbewirtschaftung* 04.03: 29-31.
- Woessner, W. W. (2000): Stream and fluvial plain ground water interactions: Rescaling hydrogeologic thought. *Ground Water* 38: 423-429.
- Wu, R. S.; Shih, D.-S.; Li, M.-H.; Niu, C.-C. (2008): Coupled surface and ground water models for investigating hydrological processes. *Hydrological Processes* 22: 1216-1229.
- Yeh, G. T.; Huang, G. B.; Cheng, H. P.; Zhang, F.; Lin, H. C.; Edris, E.; Richards, D. (2006): A first principle, physics-based watershed model WASH123D. In: Sing, V.P.; Frevert, D.K. (Hrsg.): *Watershed models*. New York: 211-244.
- Young, P. C. (1983): The validity and credibility of models for badly defined systems. In: Beck, M. B.; Straten, V. (Hrsg.): *Uncertainty and forecasting of water quality*. Berlin, New York: 69-98.
- Zechner, E.; Friedlingsdorf, W. J. (2004): Evaluating the use of canal seepage and solute concentration observations for aquifer parameter estimation. *Journal of Hydrology* 289: 62-77.
- Zehe, E.; Becker, R.; Bárdossy, A.; Plate, E. (2005): Uncertainty of simulated catchment runoff response in the presence of threshold processes: Role of initial soil moisture and precipitation. *Journal of Hydrology* 315: 183-202.
- Zimmermann, B.; Elsenbeer, H. (2008): Spatial and temporal variability of saturated hydraulic conductivity in gradients of disturbance. *Journal of Hydrology* 361: 78-95.
- Zimmermann, B.; Elsenbeer, H. (2009): The near-surface hydrological consequences of disturbance and recovery: a simulation study. *Journal of Hydrology* 364: 115-127.

---

## Anhang

### **1. Meteorologische Daten** in täglicher Auflösung

- Klimastation mit Lagekoordinaten und Angabe der Höhenlage
- Niederschlag [mm/d]
- Sonnenscheindauer [h/d]
- Relative Feuchte [%]
- Tagesmitteltemperatur [°C]

### **2. Elementarflächendatenbasis [EFL]**

- Rasterzuordnung zum Grundwasser-Modell [RasterID]
- Flächengröße [m²]
- Teilgebietszugehörigkeit [TGID]
- Mittlere Höhe [mNHN]
- X- und Y-Koordinate des Flächenmittelpunktes
- Exposition [Grad]
- Gefälle [%]
- Zuordnung zur Bodenform [Bod\_ID]
- Zuordnung zur Nutzungsklasse [Nutz\_ID]
- Anfangsgrundwasserhöhe [mNHN] => wird danach vom Grundwassermodell ermittelt
- kF-Werte [cm/Tag]
- Speicherkoeffizienten [Vol%]
- Zuordnung zu den Gewässerzellen über GewaesserID [FgwID]

*Tabelle 10: Auszug aus der Elementarflächendatenbasis EFL.dbf*

Ras	AE	Tg	Höhe	X	Y	Asp	Gef	Bod	Nut	Gwh	KF	Skoef	FGW
1	625	1	67.40	4600025	5842500	161	0.1	59	43	55.10	1997	0.10	0
2	625	1	67.40	4600050	5842500	146	0.2	59	43	55.10	1990	0.10	0
3	625	1	67.30	4600075	5842500	156	0.2	59	42	55.00	1982	0.10	0
4	625	1	67.30	4600025	5842475	156	0.2	59	43	55.20	1986	0.10	0
5	625	1	65.10	4600050	5842475	156	0.0	59	10	55.20	1979	0.10	9
6	625	1	67.20	4600075	5842475	146	0.2	59	43	55.00	1972	0.10	0
7	625	1	67.20	4600025	5842450	171	0.2	59	9	55.10	1968	0.10	0
8	625	1	67.20	4600050	5842450	146	0.2	59	9	55.10	1961	0.10	0
9	625	2	65.50	4600075	5842450	169	01	59	9	55.10	1968	0.10	0
10	625	2	65.40	4600025	5842425	160	01	59	9	55.10	1961	0.10	0

Über die in der Elementarflächendatenbasis angegebenen IDs werden weitere Parametrisierungen vorgenommen (siehe folgende Tabellen)

### **3. Bodendaten**

Bodenkarte mit folgenden Attributen für jeden einzelnen Horizont:

- Bodenbeschreibung
- Horizontnummer
- Horizontbeschreibung
- Bodenart
- Korngrößenverteilung: Sand-, Ton-, Schluffanteil
- Horizontmächtigkeit [mm]
- Skelettanteil [%]
- Lagerungsdichte dB [g/cm<sup>3</sup>]
- permanenter Welkepunkt PWP bzw. nutzbare Feldkapazität nFk-Wert
- Feldkapazität FK-Wert
- Gesamtporenvolumen GVP [Vol%]
- Durchlässigkeit k<sub>F</sub>- Wert [mm/h]
- Humusgehalt [Vol%]
- Ertragspotenzial
- Maximale Durchwurzelungstiefe
- Makroporenanteil

*Tabelle 11: Auszug aus der Bodentabelle Boden.tab*

ID	HorNr	Horizont	BoArt	Dicke	Skel	dB	PWP	FK	GPV	Kf	Humus
1	1	Ap	Sl2	250	0	1.7	5.6	23.3	38.7	20.4	1.1868
1	2	Bv	Su2	250	0	1.7	4.6	21.8	38.7	36.7	0.3956
1	3	Bv	Ss	250	1	1.6	3.4	17.0	38.0	95.4	0.1548
1	4	C	Ss	400	1	1.6	3.4	17.0	38.0	95.4	0.1548
2	1	Ap	Ss	300	0	1.4	5.9	22.1	45.5	145.4	1.29
2	2	Bv	Ss	200	1	1.6	3.4	17.0	38.0	95.4	0.3612
2	3	Bv	Ss	250	1	1.6	3.4	17.0	38.0	95.4	0.1548
2	4	C	Ss	1250	1	1.5	4.9	20.4	45.0	145.4	0.1548

### **4. Landnutzung/Vegetation**

Die Landnutzung wird aus Landnutzungskarten flächendifferenziert ermittelt und der Datenbasis über IDs bereitgestellt. Die Landnutzung gliedert sich in folgende Landnutzungsklassen, die jeweils einzeln parametrisiert werden.

Tabelle 12: Landnutzungsklassifizierung in den Untersuchungsgebieten

LNTZ-ID	Typ	BEZEICHNUNG
10	W	'Gewässer'
11	G	'Feuchtflächen'
12	G	'sonstige Feuchtflächen'
21	G	'Feuchtgrünland'
22	G	'Frischgrünland'
23	G	'Trocken/Halbtrockenrasen'
24	G	'sonstiges Grünland'
30	G	'Heide'
40	F	'Wald'
41	F	'Feuchtwald (Moor, Aue, Bruch)'
42	F	'Laubwald'
43	F	'Nadelwald'
44	F	'Mischwald'
45	F	'Umgebauter Wald'
46	F	'Umgebauter Feuchtwald (Moor, Aue, Bruch)'
47	F	'Umgebauter Laubwald'
48	F	'Umgebauter Nadelwald'
49	F	'Umgebauter Mischwald'
51	A	'Acker intensiv, Saatgrünland'
52	A	'Ackerbrache, Wildacker'
61	S	'Siedlung (Versiegelung 25%)'
62	S	'Siedlung (Versiegelung 38%)'
63	S	'Siedlung (Versiegelung 64%)'
64	S	'Kerngebiet (Versiegelung 67%)'
71	S	'Industrie/Gewerbe (Versiegelung 59%)'
72	S	'Industrie/Gewerbe (Versiegelung 84%)'
73	S	'Ver-/Entsorgung, Sondernutzung (Versiegel. 54%)'
74	D	'Baustelle'
75	G	'Grün-/Erholungsfläche (Versiegelung 14%)'
76	G	'Kleingarten, Gartenbau (Versiegelung 20%)'
77	D	'Sonderfläche'
81	S	'Verkehr (Versiegelung 38%)'
82	S	'Straße'
90	G	'sonstige, unversiegelt'
99	D	'vegetationslos'

Die Landnutzungen werden über eine weitere Tabelle für folgende Attribute parametrisiert:

- Landnutzungstyp (Siedlung, Acker, Wiese, etc.) mit
- Versiegelungsgrad [%]
- Bedeckungsgrad [%]
- maximale Durchwurzelungstiefe [m]
- maximale Interzeptionsspeicherkapazität [mm/d]
- Rauigkeit der Landoberfläche
- maximaler Blattflächenindex

Tabelle 13: Parametrisierung der Landnutzungsklassen

LNTZ-ID	Typ	Versiegl	Wurzeltiefe	Interzep	Bedeck	Rauigk	LAI
10	W	0	0	100	20	0.00	0
11	G	0	4	4	90	0.20	7
12	G	0	0.4	4	90	0.20	5
21	G	0	0.4	4	90	0.20	5
22	G	0	0.5	4	90	0.18	4
23	G	0	0.5	5	90	0.23	3
24	G	0	0.5	5	90	0.18	4
30	G	0	0.5	5	90	0.23	3
40	F	0	1.6	9.5	100	0.25	7
41	F	0	1.5	9.5	100	0.25	8
42	F	0	1.6	8	100	0.25	5
43	F	0	1.8	9.5	100	0.25	8
44	F	0	1.6	9.5	100	0.25	7
45	F	0	1.6	8	70	0.25	6
46	F	0	1.5	8	70	0.25	7
47	F	0	1.6	8	70	0.25	4
48	F	0	1.8	8	70	0.25	7
49	F	0	1.6	8	70	0.25	6
51	A	0	0.8	4	80	0.20	4
52	A	0	0.5	4	90	0.20	4
61	S	25	0.4	4	40	0.15	3
62	S	38	0.4	4	25	0.15	2
63	S	64	0.4	3.5	15	0.15	1
64	S	67	0.4	3.5	5	0.15	1
71	S	59	0.4	3.5	20	0.15	1
72	S	84	0.4	3.5	10	0.15	1
73	S	54	0.4	3	15	0.15	2
74	D	50	0.4	3	0	0.15	1
75	G	14	0.4	3	65	0.15	3
76	G	20	0.4	3	60	0.15	3
77	D	25	0.4	3	20	0.15	2
81	S	38	0.4	2	15	0.15	2
82	S	90	0.4	1	5	0.15	1
90	G	0	0.5	4.5	50	0.20	3
99	D	0	0	1.5	0	0.03	2



Tabelle 14: Zeitfunktionen Acker

Tagesnummer	LAI_Acker	Wurzeltiefe_Acker [mm]
1	0.5	200
60	0.5	200
90	0.5	250
120	2	500
160	4	700
200	4	800
220	3	800
230	0.5	400
365	0.5	200

Tabelle 15: Zeitfunktionen Wald

Tagesnummer	LAI_Laubwald	LAI_Nadelwald
1	1	3
80	2	3
100	3	3.6
110	3.6	4
125	8	7
280	8	7
290	3	4
300	2	3
365	2	3

## **5. Einzugsgebiet / Teileinzugsgebiete**

- Gesamteinzugsgebiet georeferenziert
- Teileinzugsgebiete zu jedem relevanten Fließgewässerabschnitt
- Flächengröße der Teileinzugsgebiete

## **6. Fließgewässer**

Das Fließgewässersystem wird als Linien-Shape eingelesen:

- Gewässersystem mit erkennbarer Fließrichtung (Unterlieger-Zuordnung)
- Länge des Fließgewässerabschnitts [m]
- Sohlhöhe der Gewässerabschnitte [müNN]
- Sohlbreite (Mittel für jeden Fließgewässerabschnitt) [m]
- Profiltiefe (Mittel für jeden Fließgewässerabschnitt) [m]
- Sohlneigung (Mittel für jeden Fließgewässerabschnitt) [%]
- Böschungsneigung [%]
- Rauigkeit (Manning-Strickler)
- Teileinzugsgebietszugehörigkeit (TgID)
- Startknoten des jeweiligen Abschnittes (FN)

- Endknoten des jeweiligen Abschnittes (TN)
- Anfangswasserstand im Fließgewässerabschnitt (WS-Start) [mNHN]
- Leakagewert für den Austausch mit dem Grundwasserleiter [1/s]
- Gewässertyp zur Unterscheidung reinfiltrierender und nicht reinfiltrierender Gewässer

Tabelle 16: Auszug aus der Fließgewässerdatenbasis FGW.dbf

fgwld	ULID	FN	TN	Länge	Rau	Neig	TgID	Sohlh	SB	TYP	Leakage	WS-start	Gefälle
4	23	11	63	159.31	30	0,5	1	61.30	0.90	2.00	0.00006080	61.60	0.0022060
5	34	27	40	139.18	20	0,5	9	55.71	2.40	1.00	0.00011890	55.71	0.0017587
6	55	12	64	101.04	20	0,5	11	61.55	0.80	2.00	0.00002410	61.65	0.0017592
7	19	29	65	41.65	20	0,5	12	52.85	1.50	1.00	0.00003400	53.15	0.0029567
8	9	30	31	143.36	20	0,5	9	52.10	1.80	1.00	0.00014450	52.40	0.0026042
9	17	31	66	35.80	20	0,5	5	51.81	1.80	1.00	0.00004610	52.11	0.0019997
10	137	41	67	860.37	25	0,5	5	51.19	1.20	1.00	0.00009590	51.49	0.0010067
11	48	13	68	646.07	25	0,5	13	58.00	0.80	1.00	0.00000980	58.10	0.0013363
13	15	14	32	1785.25	20	0,5	6	50.05	1.50	1.00	0.00007690	50.35	0.0000001
14	103	15	69	573.21	20	0,5	4	54.70	1.60	1.00	0.00016050	54.80	0.0000001
15	128	32	70	199.58	20	0,5	7	49.35	1.50	1.00	0.00007870	49.65	0.0022060

## **7. Fließgewässerknoten**

Die einzelnen Fließgewässerabschnitte werden durch Fließgewässerknoten getrennt. Jeder Knoten erhält eine eindeutige ID. Über diese wird den Fließgewässerabschnitten mitgeteilt wo sie beginnen und wo sie enden (Fromnode, Tonode).

- „ID“ 1 bis n
- „X“-Koordinate des Knoten
- „Y“-Koordinate des Knoten
- „Höhe“ Höhenlage [mNHN] des Knoten

## **8. Bewirtschaftungsdaten Besondere Gewässerpunkte**

- Einleitungen: Einleitungsmenge pro Tag
- Seen: Speicherinhaltslinie: Volumen-, Fläche-, Wasserstandsverhältnis
- Wehre: Stauhöhe, Wehrbreite,

## **9. Grundwasser**

- Speicherkoeffizient
- kF- Werte [cm/d]
- Mittlere Grundwasserstände [mNHN]

## **10. Messwerte zur Kalibrierung**

- Grundwassermessung
- Abflussmengen (Pegel)
- Wasserstände der Gewässer

---

## Danksagung

Mein größter Dank richtet sich an Prof. Dr. Gunnar Nützmann für die sehr gute Betreuung und dafür, dass er mich in allen Phasen dieser Arbeit mit seinem Wissen und zahlreichen Anregungen und Diskussionen unterstützte.

Meinem Zweitgutachter Prof. Dr. Axel Bronstert danke ich für das Interesse an meiner Arbeit und die Bereitschaft, sich mit diesem praxisorientierten Thema auseinanderzusetzen.

Herzlichen Dank möchte ich ganz besonders auch Herrn Dr. Bernd Pfützner (BAH-Berlin) aussprechen, der mir die Durchführung dieser Arbeit ermöglichte: Nicht nur durch die Bereitstellung des Modellierungsprogramms ArcEGMO und dessen Weiterentwicklung, sondern auch durch die Freistellung von der Arbeitszeit. Frau Dr. Beate Klöcking (BAH-München) danke ich für die Beantwortung all meiner Fragen rund um das PSCN-Modul.

Für die Arbeit in den Beispielgebieten waren mir Eckhart Scheffler (ehemals Senat für Stadtentwicklung und Umweltschutz), Klaus Möller und Nils Kade (Umweltvorhaben Berlin Brandenburg) sowie Helge Albert (Untere Wasserbehörde im Landkreis Dahme-Spreewald) mit ihrem ortskundigen Wissen eine große Hilfe.

---

## **Lebenslauf**

Der Lebenslauf wird im Internet nicht veröffentlicht.

---

## Publikations-/Vortragsliste

### Publizierte Artikel

- Mey, S.; Pfützner, B. (2010): Wassermangelsituation in Brandenburg – gekoppelte Grund- und Oberflächenwassermodellierung zur Unterstützung des Wassermanagements. Kaiser, K.; Libra, J.; Merz, B.; Bens, O.; Hüttl, R. F. (Hrsg.): Aktuelle Probleme im Wasserhaushalt von Nordostdeutschland: Trends, Ursachen, Lösungen. Scientific Technical Report 10/10. Deutsches GeoForschungsZentrum Potsdam, S. 153-157.
- Mey, S.; Pfützner, B.; Chmielewski, S.; Wenske, D.; Kater, M.; Uhlig, C. (2010): Wandel vom Bergbau zur Seenlandschaft - gekoppelte GW-OW Modellierung zur Wasserhaushaltsprognose. Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, Heft 29.10, S. 131-137.
- Mey, S.; Albert H.; Hildebrand, C.; Pfützner, B. (2008): Modellgestützte Analysen zur Stabilisierung des Wasserhaushaltes im Einzugsgebiet des Moores „Luchsee“, Hydrologie & Wasserbewirtschaftung 52 (6), S. 310-318.
- Mey, S.; Pfützner, B.; Nützmann, G. (2007): Klimaänderung und Wasserbewirtschaftung: Wie stabilisiert man den Wasserhaushalt ehemaliger Rieselfeldareale? Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, Heft 20.07, Band 2, S. 79-83.
- Nützmann, G.; Mey, S. (2007): Model-based estimation of runoff changes in a small lowland watershed of north-eastern Germany. Journal of Hydrology 334, S. 467-476.
- Mey, S.; Pfützner, B.; Nützmann, G. (2006): Modellgestützte Wasserbewirtschaftung in einem ehemaligen Rieselfeld im Norden Berlins. In: Schmitz, G. H.; Lennartz, F.; Schwarze R. (Hrsg.): Analyse und Modellierung der Niederschlags-Abfluss-Prozesse Bewährte Techniken und neue Ansätze. Tagungsband zum Symposium anlässlich des 80. Geburtstages von Herrn Prof. Dr.-Ing. habil. Siegfried Dyck und des 40-jährigen Bestehens der Dresdner Schule der Hydrologie. Dresden, S. 262-270.
- Mey, S.; Pfützner, B.; Nützmann, G. (2006): Combined watershed and groundwater modelling to investigate lowland runoff processes – illustrated for the Lietzengraben basin (Germany). <http://proceedings.cmw-rv.org/getFile.py/access?contribId=72&sessionId=8&mp;resId=0&materialId=paper&confId=a051>
- Pfützner, B.; Mey, S.; Nützmann, G.; Scheffler, E. (2006): Modellgestützte Analyse des Gebietswasserhaushaltes für ein Einzugsgebiet im Berliner Nordosten. Hydrologie und Wasserbewirtschaftung 50 (1), S.12-19.
- Brüggemann, R.; Simon, U.; Mey, S. (2005): Estimation of averaged ranks by extended local partial order models. Communications in Mathematical and in Computer Chemistry 54 (3), S. 489-518.
- Mey, S.; Simon, U.; Brüggemann, R.; Pudenz, S. (2005): Bewertung von Wasserwirtschaftlichen Maßnahmen im Gewässersystem Berlin/Potsdam mit METEOR. In: Gnauck, A. (Hrsg.): Modellierung und Simulation von Ökosystemen: Workshop Kölpinsee 2003. Aachen, S. 65-75.
- Simon U.; Brüggemann R.; Mey S.; Pudenz, S. (2005): METEOR: Application of a decision support tool based on discrete mathematics. Communications in Mathematical and in Computer Chemistry 54 (3), S. 623-642.
- Mey, S.; Nützmann, G. (2004): Modellansätze zur Quantifizierung unterirdischer Abflussprozesse am Beispiel des Fredersdorfer Mühlenfließ. Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, Heft 05.04, Band 2, S. 57-61.
- Brüggemann, R.; Pudenz, S.; Mey, S. (2002): Ein instationäres Netzmodell für Stofftransport für Flachlandgewässer. Hydrologie und Wasserbewirtschaftung 46 (6), S. 278-282.

**Vorträge**

- Mey, S.; Pfützner, B. (2010): Bodenwasserhaushaltsmodellierung in bergbaugeprägten Regionen. Vortrag auf dem KliWes Workshop – „Auswirkungen der prognostizierten Klimaänderungen auf den Wasserhaushalt“ am 31.03.2010 in Dresden-Pillnitz.
- Mey, S.; Pfützner, B.; Chmielecki, S.; Wenske, D.; Kater, M.; Uhlig, C. (2010): Wandel vom Bergbau zur Seenlandschaft – gekoppelte GW-OW Modellierung zur Wasserhaushaltsprognose. Vortrag auf dem Tag der Hydrologie am 26.03.2010 in Braunschweig.
- Mey, S.; Pfützner, B. (2010): Wasserhaushaltsanalysen und Abbildung von Bewirtschaftungsmöglichkeiten unter Nutzung eines gekoppelten Oberflächenwasser-Grundwasser-Modells. Vortrag im Rahmen der Seminar- und Vortragsreihe im WiSe 2007/08 „Ausgewählte geoökologische Modelle und deren Anwendungen“ am 11.12.2009 an der Universität Potsdam.
- Mey, S.; Pfützner, B. (2009): Modellanalysen zum Wassermanagement unter Berücksichtigung der Wechselwirkungen zwischen Grund- und Oberflächenwasser anhand von Praxisbeispielen. Vortrag in der Geowerkstatt Leipzig e.V. am 05.11.2009 in Leipzig.
- Mey, S.; Pfützner, B. (2009): Modellanalysen zum Wassermanagement unter Berücksichtigung der Wechselwirkungen zwischen Grund- und Oberflächenwasser anhand von Praxisbeispielen. Vortrag im Rahmen des Kolloquiums Wasserwesen am 07.05.2009 an der TU Berlin.
- Mey, S.; Pfützner, B. (2008): Hydrologische Gebietsanalyse im Einzugsgebiet des größten Kesselmoores Brandenburgs – dem Luchsee und forstliche Maßnahmen zur Verbesserung des Wasserhaushaltes. Vortrag auf der DGMT Tagung "Moorschutz im Wald / Renaturierung von Braunmoosmooren" am 22.05.2008 in Lübben.
- Mey, S.; Pfützner, B. (2008): Klimawandel am Fredersdorfer Mühlenfließ: Zwischen Überflutung und Austrocknung? Anforderungen an ein nachhaltiges regionales Wassermanagement. Vortrag auf einer durch Bündnis 90 / Die Grünen initiierten Veranstaltung im Kreistag Märkisch-Oderland. „Das Fredersdorfer Mühlenfließ – Betrachtung eines Gewässers vor dem Hintergrund der Klimaveränderung“ am 01.03.2008 in Fredersdorf-Vogelsdorf.
- Mey, S.; Pfützner, B. (2008): Wasserhaushaltsanalysen und Abbildung von Bewirtschaftungsmöglichkeiten unter Nutzung eines gekoppelten Oberflächenwasser-Grundwasser-Modells. Vortrag im Seminar und Vortragsreihe im WiSe 2007/08 „Ausgewählte geoökologische Modelle und deren Anwendungen“ am 11.01.2008 an der Universität Potsdam.
- Mey, S.; Pfützner, B. (2007): Der Landschaftswasserhaushalt im Gebiet um den Luchsee – aktuelle Forschungsergebnisse. Vortrag auf der Luchssee-Tagung „Moorschutz im Biosphärenreservat Spreewald: Das Moorschutzprojekt Luchsee“ am 11.05.2007 in Lübben.
- Mey, S.; Pfützner, B. (2007): Wasserhaushalt des Fredersdorfer Mühlenfließ: Ergebnisse einer hydrologischen Untersuchung. Vortrag im Rahmen einer Veranstaltung zur lokalen AGENDA zum Fredersdorfer Mühlenfließ am 28.03.2007 in Fredersdorf-Petershagen.
- Mey, S.; Pfützner, B. (2006): Modellgestützte Wasserbewirtschaftung in einem ehemaligen Rieselfeld im Norden Berlins. Vortrag auf dem Symposium aus Anlass des 80. Geburtstages von Herrn Prof. Dr.-Ing. habil. Siegfried Dyck und des 40-jährigen Bestehens der Dresdner Schule der Hydrologie am 06.10.2006 an der TU Dresden.
- Mey, S.; Pfützner, B.; Nützmann, G. (2006): Combined watershed and groundwater modelling to investigate lowland runoff processes – illustrated for the Lietzengraben basin (Germany). Vortrag auf der internationalen Konferenz CMWR (Computational Methods in Water Resources) XVI am 19.06.2006 in Kopenhagen.
- Mey, S.; Pfützner, B. (2006): Wasserhaushaltsanalysen und Abbildung von Bewirtschaftungsmöglichkeiten für das NSG Lietzengraben unter Nutzung eines gekoppelten Oberflächenwasser-Grundwasser-Modells ArcEGMO-ASM. Vortrag im Seminar und Vortragsreihe im WiSe 2005/06 „Ausgewählte geoökologische Modelle und deren Anwendungen“ am 13.01.2006 an der Universität Potsdam.

Mey, S.; Brüggemann, R.; Simon, U. (2003): Bewertung von Wasserwirtschaftlichen Maßnahmen im Gewässersystem Berlin / Potsdam mit METEOR. Vortrag auf dem 7. Workshop „Modellierung und Simulation von Ökosystemen“ am 31.10.2003 in Seebad Kölpinsee / Uedom.

### **Poster-Präsentationen**

Mey, S.; Pfützner, B.; Nützmann, G. (2009): Modellierung von Veränderungen im Wasserhaushalt verschiedener Einzugsgebiete mit einer variablen Kopplung zwischen Oberflächen – und Grundwassermodellen. Tag der Hydrologie 26./27.03.2009, Kiel.

Mey, S.; Pfützner, B. (2008): Wassermangelsituationen in Tieflandeinzugsgebieten – Analysen mit einem gekoppelten Oberflächen - Grundwassermodell ArcEGMO\_ASM. Tag der Hydrologie 27./28.03.2008, Hannover.

Mey, S.; Pfützner, B.; Nützmann, G. (2007): Klimaänderung und Wasserbewirtschaftung: Wie stabilisiert man den Wasserhaushalt ehemaliger Rieselfeldareale? Tag der Hydrologie 22./23.03.2007, Rostock.

Pfützner, B.; Mey, S. (2006): Modellkampagnen – ein effektives Mittel zur Abbildung komplexer Wirkungszusammenhänge. SYNAP 05./06.10.2006, Dresden.

Nützmann, G.; Mey, S.; Pfützner, B. (2006): The 'coupling' of surface and subsurface watershed modelling approaches towards a better understanding of lowland hydrology. European Geosciences Union General Assembly EGU 02.-07.04.2006, Wien.

Mey, S.; Nützmann, G. (2004): Modellansätze zur Quantifizierung unterirdischer Abflussprozesse am Beispiel des Fredersdorfer Mühlenfließ. Tag der Hydrologie 22./23.03.2004, Potsdam.

---

## Erklärungen

### **Eidstattliche Erklärung**

Hiermit versichere ich, dass ich die vorliegende Dissertation selbständig und ohne unerlaubte Hilfe angefertigt und keine anderen als die in der Dissertation angegebenen Hilfsmittel benutzt habe. Alle Stellen, die wörtlich oder sinngemäß aus veröffentlichten oder unveröffentlichten Schriften entnommen wurden, sind als solche kenntlich gemacht.

-----

### **Erklärungen über Ersteinreichung**

Hiermit erkläre ich, dass kein Teil dieser Arbeit bisher in einem anderen Promotions- oder Habilitationsverfahren verwendet worden ist.

-----

### **Kenntnis der Promotionsordnung**

Hiermit bestätige ich, dass mir die Promotionsordnung der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät II vom 17.01.2005 (zuletzt geändert am 13.02.2006) bekannt ist.

-----